



Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira : Alpes cottiennes internes : Italie

Pierre Vialon

► To cite this version:

Pierre Vialon. Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira : Alpes cottiennes internes : Italie. Pétrographie. Université de Grenoble, 1966. Français. NNT: . tel-00723197

HAL Id: tel-00723197

<https://theses.hal.science/tel-00723197>

Submitted on 8 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

3
TRAVAUX DE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

Mémoires

20 OCT. 1966

numéro 4



ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU MASSIF CRISTALLIN
DORA - MAIRA
ALPES COTTIENNES INTERNES - ITALIE

par

Pierre VIALON

Maître-Assistant de Géologie à la Faculté des Sciences de Grenoble

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

1966

10152567

TRAVAUX DE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

*à Mme Telumat,
de l'auteur à l'imprimeur.*

Mémoires

Phialy

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE-GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

numéro 4

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU MASSIF CRISTALLIN
DORA - MAIRA
ALPES COTTIENNES INTERNES - ITALIE

par

Pierre VIALON

Maître-Assistant de Géologie à la Faculté des Sciences de Grenoble

1966

10145927

à la mémoire de mon père.

AVANT PROPOS

Au seuil d'un tel ouvrage, il est d'usage de présenter les divers stades de sa gestation et de remercier tous ceux qui ont pu y aider. L'élaboration d'une thèse n'est finalement le résultat que de concours divers, et, en effet, les appuis ne m'ont pas manqué ; mais les embûches non plus ne m'ont pas fait défaut. Devrais-je pour autant en souligner tous les détours et, paraphrasant Machiavel (le Prince - Comme l'on doit fuir les flatteurs), faire à chacun une révérence au risque de travestir la vérité ? Je préfère ne retenir que les circonstances qui ont favorisé l'éclosion de cet ouvrage.

Ainsi, j'ai eu la grande chance de faire mes premiers pas de géologue sous la conduite de maîtres pétrographes, à l'Université de Clermont-Ferrand. Une bonne fortune persistante m'a conduit à me pencher pendant plusieurs années sur les problèmes de ce paradis des géologues qu'est le Hoggar, avant d'être accueilli au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, où l'intérêt de la géologie alpine s'allie facilement aux satisfactions du montagnard.....

Aux différents responsables de ce destin enviable, je garde une dette difficile à effacer. Toute ma gratitude va à M. le Doyen M. Roques, à M. le Professeur P. Lapadu-Hargues, aux Maîtres grenoblois, M. le Doyen L. Moret, MM. les Professeurs R. Barbier et J. Debelmas, qui ont bien voulu me recevoir chez eux.

Je me dois de faire une place spéciale à M. le Professeur R. Michel, dont l'aide, les conseils et la bienveillante amitié m'ont constamment soutenu au long de ces années. Il m'est agréable de pouvoir lui exprimer ici ma profonde reconnaissance.

Il m'est impossible aussi d'omettre tous ceux, qui, à des titres variés, ont permis à ce travail d'être mené à bien.

Mes longs mois de recherches sur le terrain auraient été difficiles sans les subventions que m'a accordées le C.N.R.S.. A son Directeur et aux Membres de la Commission de Géologie qui m'ont fait confiance, j'adresse donc mes remerciements.

Certains collègues ont su, au bon moment, m'épauler dans mes tâches ; d'autres, devant l'affleurement ou au Laboratoire, par leurs critiques, leurs suggestions ou des discussions passionnées, ont aidé à la naissance

des idées maîtresses de cette thèse. En trouveront-ils ici la compensation ? Je l'espère sincèrement.

J'adresse aussi de bien vifs remerciements aux amis italiens, qui, avec toute la sympathique hospitalité des Piémontais, ont facilité mes séjours outre monts.

Je me sens également l'obligé de tous les techniciens du Laboratoire de Grenoble, constamment mis à contribution et toujours disponibles, ainsi que de nombreux étudiants grenoblois, dont la discrétion parfois agissante a grandement favorisé l'achèvement de ce volume.

Quant à mes premiers lecteurs, auxquels ce texte doit beaucoup, que devrais-je dire de leur abnégation ?...

A mon épouse et à mes filles : la compréhension de l'une et l'inconsciente sagesse des deux autres m'ayant procuré la tranquillité nécessaire à mon labeur.

A tous,

je dédie les résultats de mon long travail. Puissent-ils ne pas être trop déçus. ...

Grenoble, Juin 1960 - Juin 1966.

SOMMAIRE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 21 ~ Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Liste des figures.

Table des analyses chimiques nouvelles.

INTRODUCTION.

I - Principaux traits géographiques de la région étudiée.	1
A - Les grandes lignes du relief.	1
1) Situation.	1
2) Aperçu orographique.	2
B - Aspects du pays et géographie humaine.	2
II - Histoire sommaire de l'étude géologique du massif.	6
A - Les pionniers.	6
B - L'équipe du R. ufficio geologico et la carte géologique au 1/100 000ème.	7
C - La controverse sur les nappes.	8
D - Les travaux récents.	10
III - Historique de la présente étude. Buts poursuivis et méthodes.	13
A - Démarche de l'étude entreprise.	13
B - Quelques questions de nomenclature et définitions.	14
C - Un résumé : les grands traits de la géologie du Massif Dora Maira.	15

PREMIERE PARTIE - ANALYSE PETROGRAPHIQUE.

I - Les grands ensembles.	25
A - Définitions.	25
B - Localisation et extension des divers ensembles.	26
1) L'ensemble des calcschistes.	26
2) L'ensemble de Sampeyre.	26
3) L'ensemble de Dronero.	27
4) L'ensemble graphitique de Pinerolo.	27
5) L'ensemble des gneiss glanduleux.	27
II - Etude pétrographique de l'ensemble des calcschistes.	29
A - Les différents faciès.	29
1) Principaux faciès constituant l'ensemble des calcschistes.	
a) Les calcschistes.	29
b) Les micaschistes quartzitiques.	30
c) Les roches vertes.	30
d) Les marbres.	30
e) Les quartzites.	30
f) Les faciès accessoires.	31

22 AOUT 2003

	Pages
2) Rapports mutuels des différents faciès.	31
a) Rapports entre calcschistes et roches vertes.	31
b) Rapports des calcschistes avec les marbres et les quartzites.	31
3) Rapports de l'ensemble des calcschistes avec les gneiss.	32
B - Pétrographie.	33
1) Les calcschistes.	33
a) Le faciès banal.	33
b) Les faciès accidentels.	34
2) Les micaschistes quartzitiques.	38
3) Les roches vertes.	39
4) Les marbres.	41
a) Les faciès peu recristallisés.	41
b) Les marbres cristallins et leurs minéraux.	42
c) Les marbres de la Varaita.	48
5) Les quartzites.	50
a) La "Bargiolina".	50
b) Les faciès massifs.	52
C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble des calcschistes. Discussion des observations	53
1) La série initiale.	53
2) Les recristallisations d'âge alpin. Un schéma de l'évolution pétrogénétique.	54
3) Interprétation génétique.	55
III - Etude pétrographique de l'ensemble de Sampeyre.	58
A - Les différents faciès.	58
1) Principaux faciès constituant l'ensemble de Sampeyre.	58
2) Rapports de la formation de Sampeyre avec les autres ensembles.	59
B - Pétrographie.	60
1) Nature du mica de l'ensemble de Sampeyre.	60
2) Les quartzites micacés.	60
3) Les quartzites conglomératiques.	62
4) Les micaschistes.	63
5) Les faciès accessoires.	67
C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble de Sampeyre.	69
1) Les sédiments initiaux.	69
2) Les recristallisations.	69
IV - Etude pétrographique de l'ensemble de Dronero.	71
A - Les différents faciès.	71
1) Principaux faciès constituant l'ensemble.	71
a) Les faciès détritiques fins et micaschisteux clairs.	71
b) Les gneiss fins.	72
c) Les "porphyroïdes arkosiques" ou gneiss de Luserna.	73
d) Les porphyroïdes granophyriques.	74
2) Gisements des différents faciès en présence.	75
a) Rapports mutuels des différents faciès.	75
b) Gisement de l'ensemble de Dronero.	76
-Relation de l'ensemble de Dronero avec l'ensemble graphitique de Pinerolo.	77
- Truc Lausa.	77

	Pages
- Vallée du Sangone	78
- Relations de l'ensemble de Dronero avec l'ensemble des gneiss glanduleux.	80
- La discordance du Colle Clapier.	80
- Les coupes de Montoso.	82
B - Pétrographie.	85
1) Les porphyroïdes arkosiques.	85
a) Les gneiss de la vallée de Luserna.	85
b) Les autres gisements de porphyroïdes arkosiques.	87
c) Les faciès accessoires.	91
d) Conclusions partielles à l'étude des porphyroïdes arkosiques.	92
2) Les faciès détritiques fins et les micaschistes argentés.	95
a) Nature du mica blanc des micaschistes argentés.	96
b) Les micaschistes et microconglomérats.	99
3) Les porphyroïdes granophyriques.	100
a) Les faciès types de la région de Coazze.	101
b) Les autres gisements de porphyroïdes granophyriques.	104
c) Les faciès feldspathiques grossiers de l'ensemble de Dronero.	
Un essai d'interprétation.	106
- Le chimisme des roches en présence.	106
- Les transformations métamorphiques des porphyroïdes et le problème de leur origine.	109
4) Les gneiss fins et les faciès charbonneux.	112
a) Les gneiss fins.	113
b) Les faciès accessoires et conglomératiques.	115
C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble de Dronero.	117
V - Etude pétrographique de l'ensemble graphitique de Pinerolo.	119
A - Les différents faciès.	119
1) Description et rapports des principaux faciès constituant l'ensemble.	119
a) Les gneiss fins.	119
b) Les micaschistes.	120
c) Les conglomérats.	120
2) Gisement de l'ensemble graphitique.	122
B - Pétrographie.	124
1) Les gneiss fins et les conglomérats.	124
2) Les micaschistes.	126
3) Les faciès accessoires. Le graphite.	128
a) Les roches exceptionnelles.	128
b) Les faciès "bordiers" ou de transition, de l'ensemble graphitique.	129
c) Le graphite.	130
C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble graphitique.	132
VI - Etude pétrographique de l'ensemble des gneiss glanduleux.	135
A - Les différents faciès.	135
1) Principaux faciès constituant l'ensemble.	135
a) Les gneiss amygdalaires.	135
b) Les gneiss ocellés homogènes de type Mont Freidour.	136
c) Les gneiss "dioritiques".	137
d) Les gneiss fins et micaschistes.	138

	Pages
e) Les "migmatites hétérogènes".	138
f) Les gneiss granitoïdes.	139
g) Les faciès accessoires.	140
- Les faciès surmicacés.	140
- Les faciès "pegmatitiques" noduleux.	141
- Les amphibolites.	141
2) Rapports mutuels des différents faciès et gisement de l'ensemble des gneiss glanduleux.	142
B - Pétrographie.	144
1) Les gneiss amygdalaires.	144
a) Les amygdales.	144
b) La trame gneissique.	145
2) Les gneiss ocellés homogènes.	147
a) La masse du Freidour - Cugno Alpet.	147
- Les faciès équants.	147
- Les faciès de bordure des gneiss ocellés.	149
b) Le linéament gneissique Pô - Varaita.	150
3) Les gneiss "dioritiques".	152
4) Les gneiss fins et micaschistes et les roches associées.	154
a) Le pôle micaschisteux.	155
b) Le pôle gneissique albitique.	156
c) Les roches associées.	159
- Les amphibolites.	159
1°) Les anciennes laves.	159
2°) Les faciès normaux.	161
- Les "migmatites hétérogènes".	161
5) Les gneiss granitoïdes et les faciès liés.	164
a) Les sills du bas Pô et de la Varaita et leurs bordures micacées.	164
- Le granite.	164
- Les niveaux surmicacés.	165
- Les "pegmatites" noduleuses.	166
- Discussion des données pétrographiques.	167
b) Le granite de Borgone - Vaie.	168
6) Etude pétrochimique.	170
a) Les gneiss grossiers.	170
b) Le problème de l'albite.	173
C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble des gneiss glanduleux.	177
VII - Etude pétrographique des gisements particuliers.	180
La Rocca de Cavour.	180
Les filons récents.	182
VIII - Conclusions.	183

	Pages
DEUXIEME PARTIE - ANALYSE STRUCTURALE.	
I - Introduction.	191
Limites de l'étude. Définitions.	191
II - Les mésostructures.	193
A - Caractères généraux.	193
1) Les linéations.	193
2) Les plans.	193
B - Les mésostructures de l'ensemble des calcschistes.	193
C - Les mésostructures des ensembles de Sampeyre et de Dronero.	196
1) Les micaschistes.	197
2) Les gneiss.	198
a) Les "granophyres".	198
b) Les "porphyroïdes arkosiques".	199
3) Les mésostructures longitudinales.	201
D - Les mésostructures de l'ensemble graphitique de Pinerolo.	205
E - Les mésostructures de l'ensemble des gneiss glanduleux.	208
1) Les micaschistes et roches associées.	209
2) Les gneiss.	213
F - Conclusion à l'analyse des mésostructures.	219
III - Les mégastructures.	221
A - Les plis.	221
B - Les accidents cisaillants et cassants.	226
1) Individualisation des contacts anormaux.	226
2) Les chevauchements.	228
a) Les rapports entre les ensembles gneissiques et la masse des calcschistes.	228
b) Les discontinuités dans les ensembles gneissiques.	228
c) Chevauchements et foliation.	229
d) Chevauchements longitudinaux.	229
3) Les accidents cassants.	230
C - Les grandes unités tectoniques.	232
1) Les unités méridionales.	232
a) L'unité du Mont Birrone - Testa di Cervetto.	232
b) L'unité du Val Pô - Varaita.	233
2) Les unités centrales.	234
a) L'unité du Pellice - Val d'Angrogna.	235
b) Les unités du Val Luserna et de la cuesta du Mont Bracco.	236
3) Les unités septentrionales.	237
a) L'unité du Chisone - Mont Freidour.	237
b) L'unité de la Dora.	238
4) Les écailles occidentales.	239
D - Conclusion à l'analyse des mégastructures.	241
IV - Conclusions.	243
A - Evolution syncinématique des cristallogénèses.	243
1) Les structures transversales.	243

	Pages
2) Les structures longitudinales.	244
B - Relations entre les phases de déformations.	245
1) Le soubassement ancien.	245
2) L'aspect moderne du massif.	246
C - Coupes interprétant l'architecture du Massif Dora Maira.	247
TROISIEME PARTIE - ESSAI D'INTERPRETATION ET DE SYNTHESE	
CONCLUSIONS GENERALES	
I - Stratigraphie.	251
A - Les repères.	251
1) Les repères lithologiques initiaux.	251
2) Les repères métamorphiques.	253
3) Références aux régions avoisinantes.	254
B - La stratigraphie régionale reconstituée. Propositions.	255
1) La suite stratigraphique du Massif Dora Maira.	255
2) Comparaisons avec d'autres massifs cristallins internes.	258
II - Métamorphismes.	259
A - Les stades successifs de recristallisation.	259
1) Le métamorphisme du socle.	259
2) Les stades ultérieurs de recristallisation.	260
B - Vers une théorie explicative.	260
1) Quelques questions.	261
2) Théories et propositions.	262
C - Evolution pétrogénétique des roches du Massif Dora Maira.	265
III - Architecture.	265
A - Les théories en présence.	265
B - Critiques des théories et recherche d'éléments en vue d'une explication.	267
1) Le dôme autochtone simple.	267
2) Les grandes nappes.	270
C - Un essai d'explication.	270
1) Les faits à retenir.	270
a) Sédimentation.	271
b) Métamorphisme.	272
c) Structures.	272
d) Autres observations.	274
2) Schéma de l'évolution orogénique alpine du Massif Dora Maira.	277
IV - Conclusions.	277
A - Histoire de l'évolution géologique du massif.	277
1) Chronologie des événements.	277
2) Discussion.	279
B - Le Massif Dora Maira dans le cadre alpin.	281
BIBLIOGRAPHIE.	

[illegible]

Introduction

- 1 - Carte de situation du Massif Dora Maira dans la chaîne alpine.
2 - Carte orographique du Massif Dora Maira.

Première Partie.

- 3 - Radiogrammes Debye-Scherrer. Graphite des calcschistes (Stroppo).
Graphite des Mines d'Icla (San Germano, Chisone).
- 4 - Micrographie du démantèlement du glaucophane (actinote et chlorite) dans les calcschistes.
- 5 - Radiogrammes Debye-Scherrer. Talc des Mines de Fontane (Germanasca)
Talc des carrières de Mattie (Val de Susa).
- 6 - Micrographies : lit détritique peu recristallisé dans la bargioline. Paillette de mica flotté et tordu, transversale à la foliation de la bargioline.
micas dans le plan axial des microplis de la bargioline.
- 7 - Micrographie des galets étirés des micaschistes quartzitiques.
- 8 - Diagrammes ACF et A'KF de WINKLER montrant l'origine continentale subtropicale des faciès de l'ensemble de Sampeyre.
- 9 - Micrographie du démantèlement du chloritoïde (quartz, chlorite)
- 10 - Galets dans les porphyroïdes arkosiques. Colle Clapier - Carrière de Rora.
- 11 - Coupes du Truc Lausa : partie inférieure de l'ensemble de Dronero.
- 12 - Coupe de Forno-Coazze : contact des porphyroïdes granophyriques et de l'ensemble graphitique de Pinerolo.
- 13 - Coupe de la discordance du Colle Clapier.
- 14 - Coupes de Montoso : rapports des ensembles de Dronero et des gneiss glanduleux.
- 15 - Micrographies des feldspaths détritiques dans les porphyroïdes arkosiques. Monte Bracco. Région de Dronero.
- 16 - Micrographie des structures micropegmatitiques dans les débris constituant les porphyroïdes arkosiques.
- 17 - Diagrammes ACF et A'KF de WINKLER montrant :
 - l'origine continentale des faciès de l'ensemble de Dronero
 - les paragenèses des sous-faciès B - 1 - 1 et B - 1 - 2 des mêmes roches.
- 18 - Micrographie des quartz globulaires et micaschistes microconglomératiques.
- 19 - Micrographies des quartz corrodés des porphyroïdes granophyriques des résidus micropegmatitiques.
- 20 - Six diffractogrammes comparatifs de la triclinicité des feldspaths potassiques des porphyroïdes granophyriques.
- 21 - Micrographies
 - des corrosions des cristaux de quartz dans les granophyres étirés
 - du morcellement des plaquettes anciennes de biotite.
- 22 - Diagramme KCN de FREY permettant la comparaison des porphyroïdes divers du Massif Dora Maira avec des roches de régions voisines.
- 23 - Diagrammes ACF et A'KF de WINKLER des mêmes roches.
- 24 - Micrographie du remplacement de l'amphibole par les micas dans les gneiss fins de l'ensemble de Dronero.
- 25 - Micrographies des faciès de néoformation de la biotite.
- 26 - Stratification entrecroisée et granoclasement dans les gneiss fins conglomératiques de l'ensemble graphitique de Pinerolo.
- 27 - Coupe du Cugno Alpet. Relations des ensembles graphitiques et des gneiss glanduleux.
- 28 - Micrographies des rapports phengite - néobiotite dans les gneiss fins graphitiques.

- 29 - Micrographie des surimpositions de biotite aux chloritoïde et phengite.
 - 30 - Radiogramme Debye-Scherrer. Graphite d'imprégnation des gneiss de l'ensemble graphitique.
 - 31 - Gisements des migmatites hétérogènes du Pellice au Nord de Chabriol (Pellice).
 - 32 - Grenats géants des "pegmatites" noduleuses au Sud de Parigi (Martiniana Pô).
 - 33 - Micrographie de la "corrosion myrmékitique" des feldspaths potassiques des gneiss œillés homogènes.
 - 34 - Micrographies des inclusions en files contournées dans la biotite
 - des pseudomorphoses d'anciennes amphiboles
 - des syncrystallisations biotite - clinocllore dans les gneiss dioritiques.
 - 35 - Micrographies des transformations des vieux micas dans le "néosome" des migmatites hétérogènes du Pellice.
 - 36 - Micrographies des auréoles réactionnelles des micas inclus dans les feldspaths des gneiss granitoïdes de la Varaita.
 - 37 - Diagrammes - KCN de FREY
 - Q - Or - Ab de BOWEN et TUTTLE.
- Concentrations des données chimiques des faciès de gneiss grossiers de l'ensemble des gneiss glanduleux.

Deuxième Partie.

- 38 - Pli intrafolial dans les quartzites de la pincée mésozoïque jalonnant le contact anormal du Pô (Calcinere, Val Pô).
- 39 - Microplis en accordéon dans les micaschistes quartzitiques
- 40 - Schémas indiquant la rotation des feldspaths potassiques des granophyres.
- 41 - Plis isoclinaux intrafoliaux dans les gneiss de Luserna, et leur association avec des "bancs" de micaschistes argentés.
- 42 - Plis d'entraînement dans les gneiss de Rodoretto. Haute Germanasca.
- 43 - Microflexures évoluant en diaclases dans les porphyroïdes arkosiques du Monte Bracco.
- 44 - Diagramme des linéations de l'ensemble de Dronero entre Pellice et Pô.
- 45 - "Schistosité" transversale à la stratification dans les gneiss graphitiques de la Germanasca.
 - Plissements des galets dans les roches détritiques de Perosa Argentina.
- 46 - Diagramme des éléments structuraux de l'ensemble graphitique.
- 47 - Evolution des microplis aux nodules dans les micaschistes à nodules.
- 48 - Schémas du boudinage des niveaux amphibolitiques dans les têtes de plis (gneiss fins du Val Liussa).
- 49 - Repli intrafolial de matériel "competent" (gneiss fin) dans les micaschistes à nodules (Val Subiaschi).
- 50 - Enclaves étirées dans les gneiss dioritiques.
- 51 - Meneaux dans les surfaces de disjonction des gneiss œillés homogènes.
- 52 - Accordance de ces plans avec le litage des roches graphitiques (Haut Chisone).
- 53 - Diagrammes des linéations de l'ensemble des gneiss glanduleux.
- 54 - Schéma des structures transverses du Val de Susa.
- 55 - Schéma des structures pincées des falaises au Nord du Monte Freidour.
- 56 - Schéma de la structure des zones d'affrontement de plis antagonistes à l'Ouest de Pinerolo.
- 57 - Plis kilométriques couchés dans les gneiss de Luserna. Carrières du Val Luserna et de Mugniva (panorama vers l'Ouest).
- 58 - Schéma de la foliation de plan axial en aval de Montoso.
- 59 - Failles du Vandalino vues du Sud (Pellice).
- 60 - Schéma des accidents du Cornour avec les jalons marmorisés effilés.

Troisième Partie.

- 61 - Succession lithologique des faciès rencontrés dans le Massif Dora Maira.
- 62 - Coupe du Massif Dora Maira selon E. ARGAND.
- 63 - Coupe schématique interprétative de la structure des Alpes cottiennes.
- 64 - Carte sismique des Alpes occidentales selon J. P. ROTHE. Une interprétation nouvelle.

TABLE DES ANALYSES CHIMIQUES NOUVELLES

n° d'analyse		pages
1	Grenat des calcschistes	36
2	Talc des Mines de la Gianna - Val Germanasca	47
3	Micaschiste quartzitique de l'ensemble de Sampeyre	65
4 à 8	Porphyroïdes arkosiques de l'ensemble de Dronero	92-93
9	Micaschiste argenté intercalé dans les gneiss de Luserna	93
10	Gneiss leucocrate associé aux gneiss de Luserna	93
11	Phyllite argentée des micaschistes intercalés dans les gneiss de Luserna	97
12 à 14	Porphyroïdes granophyriques	107
15	Grenat des micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux	156
16	Grenat des "pegmatites noduleuses"	167
17 à 28	Gneiss grossiers divers de l'ensemble des gneiss glanduleux	171-172
29 à 42	Rapports $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ mol. dans les gneiss fins albitiques	176
43	Granite de Cavour	181

PLANCHES HORS TEXTE

I	Carte géologique du Massif Dora Maira au 1/100 000 ème
II	Carte de la zonéographie alpine
III	Carte des linéations
IV	Coupes géologiques

INTRODUCTION

=====

INTRODUCTION

=====

I - PRINCIPAUX TRAIT'S GEOGRAPHIQUES DE LA REGION ETUDIEE.

A - Les grandes lignes du relief.

1) Situation.

2) Aperçu orographique.

B - Aspects du pays et géographie humaine.

II - HISTOIRE SOMMAIRE DE L'ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF.

A - Les pionniers.

B - L'équipe du R. ufficio geologico et la carte géologique au 1/100 000 ème.

C - La controverse sur les nappes.

D - Les travaux récents.

III - HISTORIQUE DE LA PRESENTE ETUDE. BUT'S POURSUIVIS ET METHODES.

A - Démarche de l'étude entreprise.

B - Quelques questions de nomenclature et définitions.

C - Un résumé : les grands traits de la géologie du Massif Dora Maira.

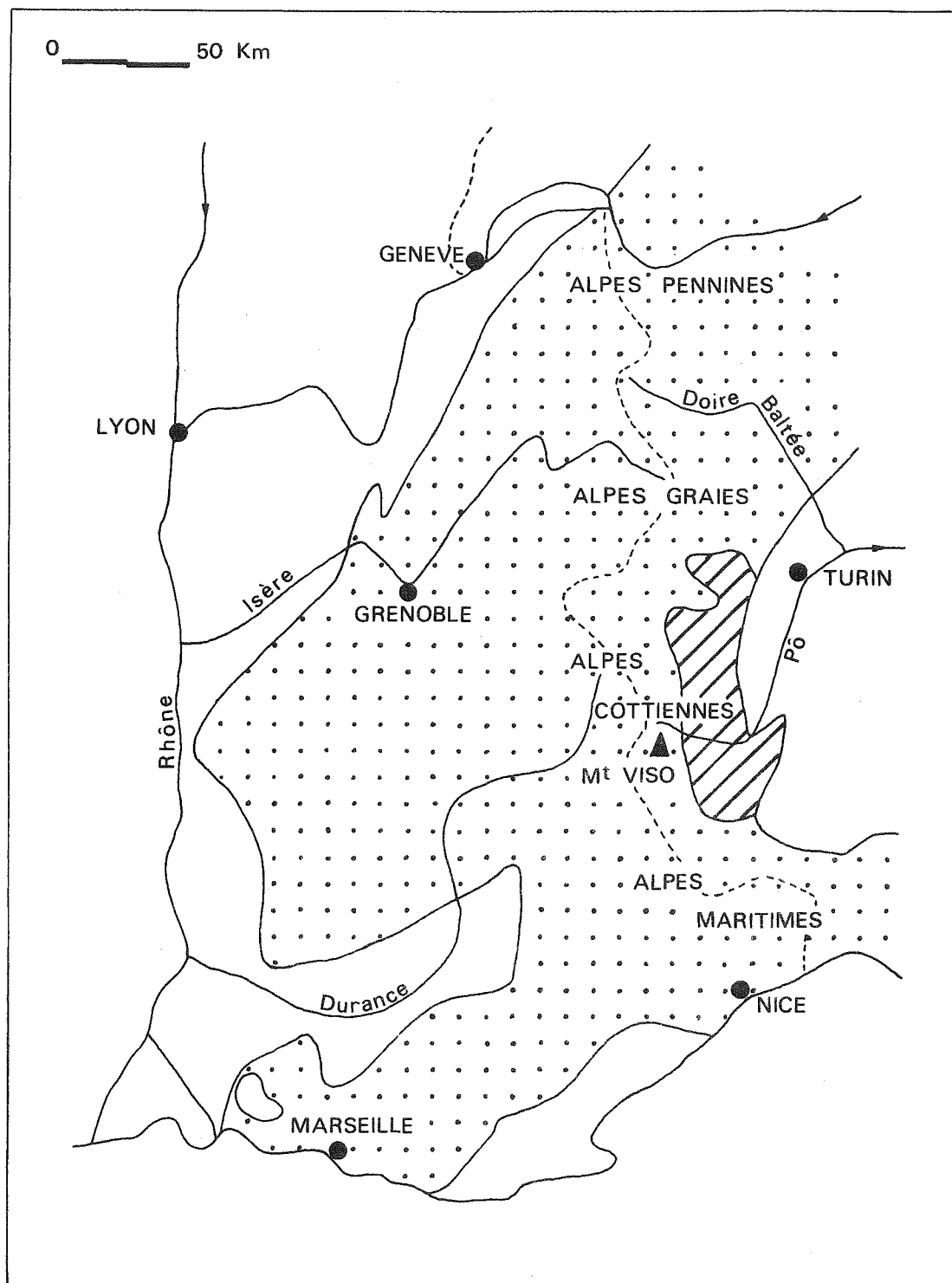


Fig. 1 - Le Massif Dora Maira (hachuré) dans les Alpes occidentales.

" Il ne suffit pas d'une seule main
pour dénouer un double noeud"

Proverbe Reguibat

INTRODUCTION

I - PRINCIPAUX TRAITES GEOGRAPHIQUES DE LA REGION ETUDIEE.

A - Les grandes lignes du relief.

1) Situation

Nul ne restera insensible au panorama offert depuis les collines de Superga qui dominent Turin, par un de ces clairs matins d'automne dont le Piémont n'est guère prodigue : là, aux confins de la plaine dont la capitale piémontaise semble le centre, se développe tout l'arc alpin. Au Nord les grands systèmes glaciaires joignant Mont Rose à Mont Blanc, tissent leur toile de fond sur laquelle s'estompe une confusion de cimes. Vers l'Ouest, l'entaille embuée de la Doire de Susa, couloir géant, entrée de cet amphithéâtre immense, va se perdre contre les murs abrupts du Mont Cenis et de la Rocciamelone. Plus à gauche, la pointe isolée du Mont Viso paraît contenir le déferlement des masses déjà enneigées de l'Argentera qui apparaissent au Sud.

La plaine, riche ; la montagne, immédiate, abrupte, belle : voilà le Piémont des livres de notre enfance. Le Pô, fleuve dieu, le Viso, pyramide idéale qui en est la source : en voici les symboles. Et pourtant au-dessous des aiguilles fières de la haute montagne, avant la rivière majestueuse, il y a autre chose. Mais ce ne sont que petits torrents, collines modestes où de pauvres villages croulent, envahis par les taillis. Point d'unité orographique, point d'unité humaine : ce sont les Préalpes piémontaises, soubassement des grands massifs frontaliers, indéfiniment découpées par un lacs de vallées profondes mais de médiocre envergure.

L'ensemble qu'il est convenu de nommer "Dora Maira" se développe entièrement dans ce cadre de transition. Ainsi est-il loin d'avoir le droit de figurer dans les guides touristiques qui ne le décriront jamais sous la dénomination flatteuse de "Massif". En fait Dora Maira ne doit son individualité qu'aux géologues.

Depuis longtemps, ceux-ci ont en effet remarqué, dans une région comprise entre la vallée de la Dora Riparia au Nord et celle de la Maira au Sud, les roches gneissiques grossières qui s'opposent foncièrement aux schistes plus fins mêlés de roches vertes des alentours. C'est à cet ensemble lithologique particulier, d'environ 1500 km², allongé en une grossière ellipse, longue du Nord au Sud d'environ 75 km et large d'une vingtaine de kilomètres en moyenne que l'on a coutume de donner le nom de "Massif Dora Maira". Cette entité ainsi définie, appartient aux contreforts orientaux, entièrement piémontais, de l'immense unité géographique franco-italienne des Alpes Cottiennes dont le Viso est le sommet le plus représentatif, mais en fait il est très artificiel de la séparer d'un ensemble comme si elle en était vraiment indépendante.

2) Aperçu orographique.

Toute la face orientale du Massif Dora Maira s'élève immédiatement au-dessus de la plaine alluviale turinoise. De la montagne à la plaine, souvent marécageuse, où les différents affluents du Pô serpentent, cherchant leur voie, le contact est parfois fort brutal. C'est ainsi que le Mont Bracco s'élève d'un seul jet en une falaise presque verticale de près de 1000 mètres au-dessus des vergers d'Envie. Mais le plus souvent le passage est progressif, et l'on va doucement de collines basses couvertes de vignobles puis de taillis, à des reliefs plus vigoureux où de maigres alpages disputent la place aux rochers. De même les nombreuses vallées entaillant transversalement le front alpin, paraissent tout d'abord de riants estuaires où s'insinue la plaine, pour devenir petit à petit, vers l'arête frontière, de profondes gorges au caractère sévère.

Il n'en reste pas moins que la dénivellation est brutale de la crête franco-italienne à la plaine : 15 km suffisent pour passer du Mont Viso (3841 m) à Sanfronte (500 m) au débouché du Pô dans la plaine turinoise. Cette rapidité du versant piémontais jointe aux importantes précipitations atmosphériques qu'il reçoit, explique l'intense force d'érosion des rivières parcourant les nombreuses vallées parallèles, au cours à peu près Ouest-Est, qui entaillent le Massif Dora Maira. Aussi, à son niveau, les vallées sont-elles basses : de 400 à 600 mètres, et ne se relèvent-elles, et brutalement, que vers ses lisières occidentales. Il s'ensuit que chacune est un monde à part : fermée vers la France en un véritable cul de sac et séparée de sa voisine par des flancs abrupts permettant bien rarement un passage facile. Ainsi, ouvertes vers la plaine, les vallées offrent une facile pénétration transversale du massif, mais un cheminement longitudinal, Nord-Sud, pose beaucoup plus de problèmes.

En effet, la vallée de la Dora Riparia limite septentrionale du massif, est séparée du bassin Chisone-Germascanas par les arêtes du Rocciavre (2878 m à la Punta Orsiera) et du Freidour (1445 m) aux abords difficiles malgré la petite vallée du Sangone qui les dissèque. De même entre Chisone et Pellice les arêtes du Cornour (2868 m) et du Gran Truc (2366 m) offrent une barrière non négligeable que ne parvient pas à rompre l'étroite gorge de Pra del Torno s'insinuant à leur pied. Les arêtes du Sud du massif, qui mènent au Viso : celle du Frioland (2720 m) entre Pellice et Pô, et celle de la Testa di Garitta Nuova (2385 m) entre Pô et Varaita, sont autant d'obstacles. L'ultime dorsale transversale du massif, joignant le Monte Birrone (2131 m) au Monte San Bernardo (1625 m) au Nord de la Maira, joue également très bien son rôle séparateur, malgré son altitude modeste.

Cette architecture conditionne ainsi l'individualité de chaque vallée qui évolue, à bien des égards, pour son propre compte, en marge de ses voisines.

B - Aspects du pays et géographie humaine.

Avec R. BLANCHARD il faut donc distinguer entre la haute montagne de la crête frontière et la zone pré-alpine aux formes "avachies". C'est ici que se développe le factice massif Dora Maira aux nombreuses vallées

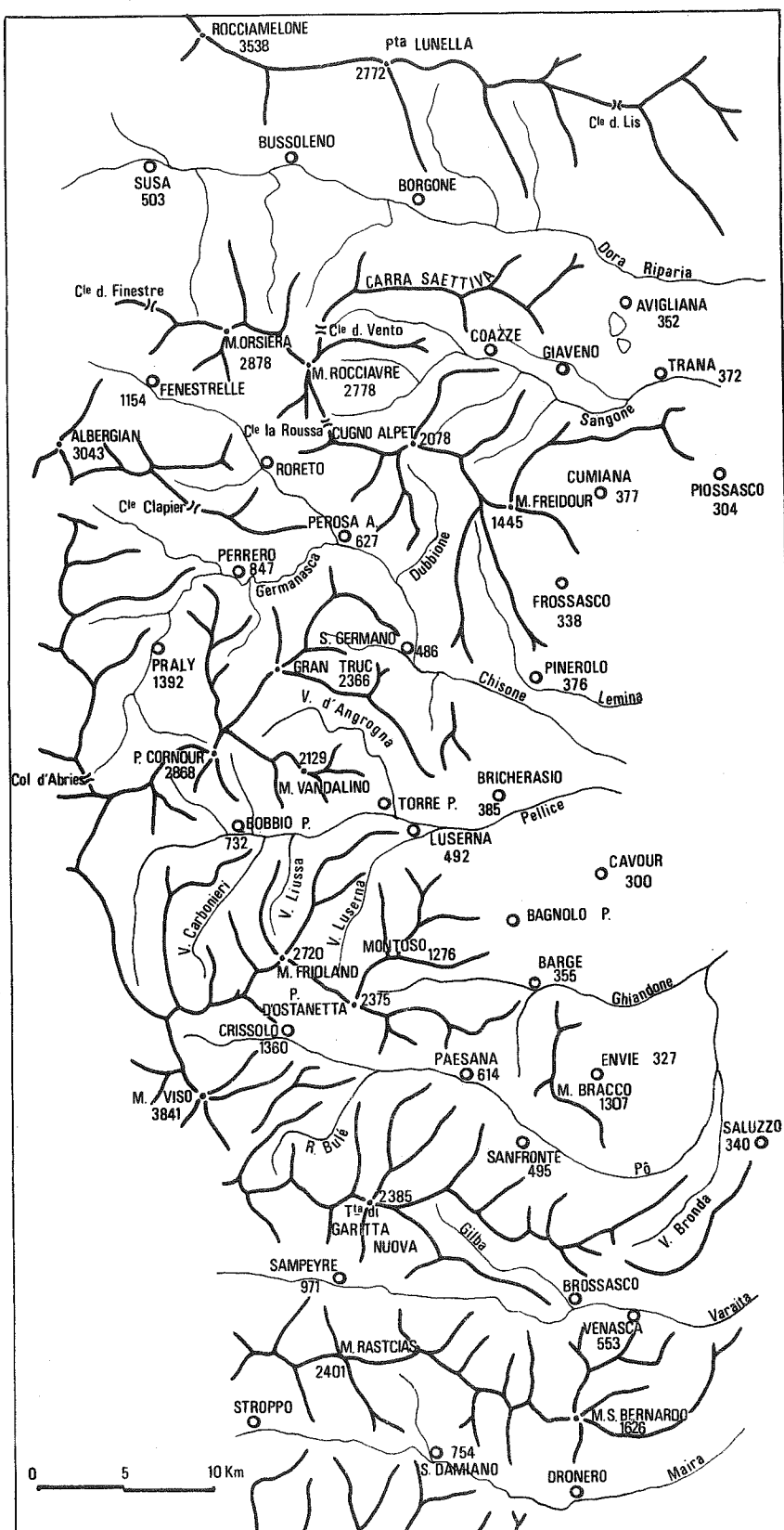


Fig. 2 - Schéma orographique du Massif Dora Maira

profondément entaillées qui aèrent le relief mais sont moins des facteurs de liaison que d'isolement. Avec ces constatations, ce qui frappe le plus l'observateur c'est l'exubérance de la végétation. Le paysage est celui d'une forêt taillis, hêtres et vernes en haut, châtaigniers plus bas, presque sans clairières. Cette végétation surabondante, ainsi qu'un manteau de décomposition souvent rubéfié d'une épaisseur considérable sur les reliefs mous, ont de quoi accabler le géologue alpin qui est homme de rocs, de préférence bien à nu. Mais le Piémontais lui, même lorsqu'il exploite des carrières de "lastre" (1) dans les endroits les plus retirés de ses collines, paraît donner sa préférence à ce sol profond et généreux, à ces pentes débonnaires, à ces taillis livrés naguère encore, à la hache des charbonniers.

La préférence qui a longtemps poussé les hommes à peupler ces collines touffues jusqu'à des densités souvent supérieures à celles de la plaine, s'explique, si l'on en croit R. BLANCHARD, par "la nature du sol, les bienfaits de la température (qui) en favorisant l'essor du châtaignier, ont suscité une admirable ressource alimentaire dont les hommes ont largement tiré parti : nous croyons beaucoup au rôle éminent du châtaignier comme agent de surpeuplement". Mais si cette quête de nourriture a orienté pour beaucoup le peuplement des vallées, il est également certain que les motifs de sécurité ont guidé les hommes. Non certes que les invasions aient soigneusement et systématiquement évité les Préalpes piémontaises. Les passages n'y sont jamais faciles mais peuvent offrir de très bons cheminements pour remplacer les points de passages obligés trop bien gardés : les troupes de Charlemagne, ou d'autres conquérants, rapporte la petite histoire, allant de France vers le Piémont se gardèrent bien de passer sous les murs de la Chiesa de San Michele gardant la porte de la vallée de la Dora Riparia, mais les contournèrent par la montagne en utilisant le Colle del Vento, débouchant sur le Sangone... Mais à une époque moins reculée, l'histoire nous apprend que les protestants vaudois y cherchèrent refuge et isolement contre les rigueurs d'une persécution féroce. C'est ainsi que les vallées du Pellice et du Chisone-Germanasca présentent l'originalité d'une population francophone aux coutumes ancestrales encore très vivaces et soigneusement entretenues. Cet flot paradoxal et ce foyer vigoureux de protestantisme dans la très traditionnelle Italie catholique ne se traduit pas seulement dans les coutumes des habitants mais aussi dans le paysage. Le promeneur ne rencontrera pas là les oratoires si communs, peints de couleurs vives des vallées voisines. L'amateur de villages typiques sera tout surpris de rencontrer au plus profond de telle vallée, telle petite installation industrielle, touristique ou religieuse née de contacts toujours renouvelés avec les pays du Nord de l'Europe et qui semble parfaitement insolite ici, dans ces lieux isolés. A la recherche d'un refuge, puis plus tard d'un retour aux sources de leur foi, ou à la recherche d'une nature généreuse, les hommes se sont donc entassés dans ces vallées fécondes. Mais très vite, et surtout lorsqu'aucune industrie ne venait prendre la relève de l'agriculture traditionnelle ou de la fabrication du charbon de bois, les habitants se sont trouvés trop nombreux pour les ressources offertes par leurs montagnes. Aussi l'émigration crée-t-elle des vides, bien qu'elle ne soit pas toujours sans retour. Les vallées de la Maira et de la Varaita peuplent le littoral méditerranéen français et Marseille en particulier. Le Val Pô est plus attiré par Turin, la capitale. Le Nord du massif est moins exclusif, mais le curieux pourra apprendre avec surprise que tel vieillard a participé jadis à la construction de tel édifice parisien ou dauphinois, que son fils continue la tradition mais reviendra au pays, pour les vacances, pour sa retraite...

Malgré les brassages de population créés par la vie moderne, ces courants anciens demeurent. Mais les conditions ne sont plus ce qu'elles étaient au temps où le marquis de Saluzzo faisait le commerce du sel par caravanes de mulets passant la barrière du Viso par le mince boyau du Bucco del Viso (la première des percées alpines), étroite galerie creusée en haute montagne. Déjà des routes confortables s'insinuent dans les vallées et amènent chaque année leur contingent de touristes. Les hautes routes construites pour des raisons stratégiques se civilisent et facilitent l'accès des hauts lieux aux amateurs de points de vue que l'effort rebute. De petites stations de sports d'hiver naissent brusquement là où hier on ne trouvait qu'alpages. De grands et vieux projets de tunnels routiers entre la France et l'Italie prennent progressivement corps et le temps n'est sans doute pas éloigné où la montagne ne sera plus un mur entre Pellice et Queyras. Tout cela donne au Piémontais traditionnellement voyageur, des raisons de rester pour accueillir ses visiteurs, pour participer aux aménagements de ses vallées. Ou bien s'il persiste à vouloir partir, il reviendra plus volontiers dans une montagne plus accueillante, où le châtaignier n'est plus l'exclusif arbre à pain. Sans doute cette civilisation en marche a-t-elle supprimé des activités peu compatibles avec les notions de rendement et de rentabilité. Les "minières" archaïques du bas

(1) - dalles de gneiss.

Chisone par exemple, qui exploitent un graphite parcimonieux, difficile à extraire, vont vers la fermeture complète. Mais d'autres, mieux gérées, ou répondant à des besoins nouveaux, subsistent et prospèrent : ainsi en est-il des mines de talc de la Germanasca, toujours mieux équipées, de nombreuses filatures, des papeteries ou autres usines qui emploient une main d'œuvre qui fuit un peu moins sa petite patrie.

L'esprit d'entreprise des Piémontais des vallées trouve donc en partie sur place son emploi. Et, loin de mourir, ces vallées boisées qui semblaient devoir alimenter en hommes des régions lointaines reprennent une vie nouvelle, toute basée sur des activités multiples : culture, industrie, tourisme.

Il reste que ce tableau est un peu trop beau pour se vérifier partout. En effet seules les grandes vallées revivent, aux dépens des collines proches où, au contraire, les villages meurent, envahis par la forêt de plus en plus maîtresse de la montagne. Seuls encore, les pays bas les plus favorisés se modernisent, attirent, et retiennent leur population. Et le Val Varaita et le Val Maira, les plus pauvres, resteront encore longtemps des régions qui se vident.

Gardons donc simplement le schéma de ces montagnes molles et boisées, désertées et abandonnées à la broussaille : un prélude aux hautes cimes de la frontière où seules prospèrent les grandes vallées, uniques voies aménagées à la pénétration de la vie moderne.

II - HISTOIRE SOMMAIRE DE L'ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF DORA MAIRA.

A - Les pionniers.

Il appartient à Bartolomeo GASTALDI de définir "l'ellipsoïde de gneiss central" de Dora - Val Maira en 1876. A une époque où la géologie renaît après les chaudes alarmes de l'affaire de Petit Cœur en Tarentaise, GASTALDI dessine la structure des Alpes italiennes en établissant une litho-stratigraphie dans les formations en présence. A la base est le "gneiss central" ou "antique" qui forme le soubassement des trois masses ellipsoïdales du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora-Val Maira. Ce gneiss est caractérisé par la présence d'orthose en gros cristaux, lui conférant souvent une texture glandulaire mais peut également être à grain fin et contenir des passées de quartzites et de graphite, voire de calcaires hautement cristallins qui permettent d'assurer son origine sédimentaire. Ces éléments impliquant une activité biologique ne manquent pas d'intriguer ce précurseur qui s'étonne de rencontrer déjà ces traces de vie dans des roches aussi anciennes puisqu'il les considère comme "les plus antiques des Alpes et peut-être même de toute la surface de la terre". Par dessus le gneiss central reposent les formations des "Pietre verdi", comme "dans toutes les vallées alpines". Ces micaschistes et calcschistes, caractérisés par la présence de feldspaths tricliniques, (que GASTALDI oppose aux orthoses des gneiss centraux) sont mêlés à des amphibolites, diorites et lherzolites. En comparant ces roches à d'autres faciès du globe et en particulier aux formations canadiennes, GASTALDI leur attribue un âge Laurentien, ce qui est normal à ses yeux, puisque étant métamorphiques ces roches ne peuvent être que très anciennes.

A cette même époque, 1866, Ch. LORY distingue les grandes zones alpines limitées par de grandes failles longitudinales à la chaîne. La plus orientale de ces zones, celles de nos schistes lustrés, constituée par des "schistes calcaréo-talqueux" du Trias supérieur, devient de plus en plus métamorphique vers la base et est percée çà et là par les noyaux des gneiss primitifs. Parallèlement A. SISMONDA édite en 1866 également, une carte des Alpes occidentales, bien succincte à nos yeux, où les "terrains primitifs" (gneiss central) sont enveloppés par des formations jurassiques indifférenciées (zone des calcschistes à roches vertes).

Toutes ces divergences sur l'âge des calcschistes provoquent évidemment des controverses véhémentes que beaucoup considèrent avec une philosophie ironique : "Ces roches n'ont pas de chance à Turin, A. SISMONDA les rajeunit outre mesure les rapportant au Portlandien, et vous, vous les vieillissez énormément voulant les bloquer dans le Laurentien. La vérité, soyez-en sûr, est entre les deux", écrit en 1872 G. de MORTILLET à B. GASTALDI en réponse aux hypothèses de ce dernier. Malgré ces graves oppositions les idées de B. GASTALDI, développées et aménagées par D. ZACCAGNA, prévalent et finissent même par emporter l'adhésion des géologues français comme P. TERMIER et M. BERTRAND. La discussion sur l'âge des roches métamorphiques des zones internes étant provisoirement close, D. ZACCAGNA va pouvoir développer les thèses de son maître et leur donner une portée plus considérable. En 1887 avec sa carte des Alpes occidentales au 1/1 000 000 ème il précise la stratigraphie des deux zones archéennes. La zone des micaschistes à roches vertes paraît lui montrer des calcschistes vers le haut se chargeant d'amygdales de roches vertes dans la partie moyenne avant de ^{se}gneissifier vers la base. La zone du gneiss central lui semble ne contenir que des gneiss grossiers. Beaucoup plus exclusif que B. GASTALDI, il n'y admet qu'une seule variation : "le passage à un granite ou parfois à une espèce de micaschiste dû à une déficience feldspathique", frayant ainsi la voie à une idée qui sera par la suite l'objet de vives controverses : les gneiss des massifs cristallins internes sont-ils d'origine éruptive ?

Parallèlement D. ZACCAGNA est amené à considérer "l'ellipsoïde de soulèvement Dora-Val Maira" comme un vaste pli couché vers l'Est. Son cœur de gneiss de l'Archéen ancien supporte un flanc normal de micaschistes à roches vertes (la zone du Viso) de l'Archéen supérieur et repose sur un flanc inverse de même matériel, échancré par l'érosion et qui s'ennoie sous la plaine padane. Cet énorme pli appartient ainsi à l'alignement oriental des ellipsoïdes archéens du Mont Rose, Grand Paradis et qui se poursuit vers le Sud avec

le massif du Mercantour. D. ZACCAGNA parallélise ainsi ces massifs avec ceux de l'alignement externe, occidental, qui du Mont Blanc va par Belledonne jusqu'au Pelvoux. La mise en place de ces chapelets d'ellipsoïdes est également envisagée dans ce qui peut être considéré comme une synthèse prématurée de l'évolution géotectonique de la chaîne alpine : il s'agirait de soulèvements successifs séparés par des épisodes de dénudation intense.

Ainsi pour D. ZACCAGNA la cause est-elle claire et définitivement réglée : il refusera toujours (1902) d'admettre l'âge mésozoïque des schistes lustrés même après les découvertes paléontologiques de S. FRANCHI. Ce sont ces vues stratigraphiques et structurales qui paraissent clore cette première phase de l'étude du Massif Dora Maira. En effet les passages de géologues anglais, qui vont aux Alpes comme maintenant on va à l'Himalaya, ne changeront rien au problème. En effet, T.C. BONNEY en 1889 venu étudier dans les Alpes la genèse des roches métamorphiques, admet parfaitement les idées de B. GASTALDI et de ses élèves. Quant aux conclusions de D.W. GREGORY (1894) qui estime que le gneiss central ("Waldesian gneiss") est une roche éruptive à texture gneissique originelle ("fluxion structure") d'âge pliocène (paradoxalement la plus jeune des Alpes après avoir été la plus antique) intrusive dans les calcschistes attribués au Paléozoïque, elles ne convaincront personne. Aussi, D. ZACCAGNA ne laissant qu'une carte schématique au 1/1 000 000^{ème} des Alpes franco-italiennes (1887), il appartiendra au Corps des Ingénieurs des Mines chargé de lever la carte géologique détaillée de l'Italie de préciser cette esquisse.

B - L'équipe du Real Ufficio geologico et la carte géologique au 1/100 000^{ème}.

A partir de 1887 dans le cadre du lever géologique systématique de l'Italie à l'échelle du 1/25 000^{ème}, S. FRANCHI, V. NOVARESE et A. STELLA, vont régulièrement poursuivre une tâche qui aboutira entre 1910 et 1913, à l'édition des cartes au 1/100 000^{ème} (Susa) 67 (Pinerolo) et 78-79 (Dronero-Argentera).

A cette même période, en France, les idées de Ch. LORY prennent un nouvel essor avec M. BERTRAND (1884-1894) qui après avoir adhéré aux notions de terrains archéens des Italiens développe maintenant le concept des schistes calcaréo-talqueux triasiques et des grandes zones alpines longitudinales. Il admet avec P. TERMIER (1891) que le métamorphisme croît de l'Ouest vers l'Est d'où il déduit que les "massifs amygdaloïdes" de gneiss sont des sédiments permo-carbonifères métamorphisés. Introduisant les notions révolutionnaires des nappes de charriage dans les différentes zones déjà délimitées il applique ces nouvelles conceptions aux Alpes occidentales.

Malgré cette évolution des idées, l'équipe de S. FRANCHI commençant la cartographie détaillée des Alpes cottiennes en reste sur l'acquis de D. ZACCAGNA et de la synthèse de C. DIENER (1891). Leurs premiers rapports (1894-1895) reflètent cette adhésion inconditionnelle et les coupes décrites dans les "terrains primitifs prépaléozoïques" montrent une succession régulière, normale et continue depuis les gneiss centraux jusqu'aux séries des "Pietre verdi". Mais très vite S. FRANCHI va trouver des restes fossiles (céphalopodes, gastéropodes et lamellibranches) dans les calcschistes situés sous les roches vertes du Val Grana et du haut Val Maira. Avant toute détermination, entraîné par les idées de l'ancienne théorie, il les croit paléozoïques (1895), mais l'année suivante, avec G. Di STEFANO, il peut les déterminer avec certitude et affecter les roches calcaires et calcschisteuses qui les contiennent au Lias inférieur. Il s'interdit cependant d'en déduire immédiatement toutes les conséquences, mais indique qu'une page est tournée et qu'il envisage de revoir toute la géologie des Alpes cottiennes en fonction de ces découvertes qui apportent, dit-il, un argument inattendu en faveur des hypothèses de M. BERTRAND. Dès ce moment tous les rapports d'activité de S. FRANCHI, V. NOVARESE et A. STELLA laisseront voir l'indécision de ces géologues. Chaque fois, ils insisteront sur le fait que leurs subdivisions sont uniquement lithologiques et qu'il s'agit d'établir une liste pétrographique commode, qui n'implique aucune notion d'âge ou de genèse. Effectivement, sauf dans des cas particuliers, comme celui de gneiss et micaschistes conglomératiques des séries graphitiques dont ils font la découverte, et qu'ils définissent évidemment comme d'anciens sédiments, en observateurs qui se veulent objectifs, ils se borneront à décrire et à situer les formations rencontrées, sans aucune interprétation. De ce fait, leurs rapports sont généralement peu synthétiques et souvent, il est difficile d'en tirer des règles générales ou une idée directrice. Par contre, l'étude pétrographique est très fouillée et il est particulièrement

rement frappant d'y trouver les premières indications qui plus tard guideront les pétrographes dans l'étude du métamorphisme des Alpes occidentales : la grande abondance de l'albite, la structure en "reliques" des feldspathes potassiques, la description d'un mica blanc verdâtre, à faible angle d'axes (notre phengite), l'existence de biotite verte en fines paillettes, la description de ce chloritoïde (la sismondine) si fréquent dans les Alpes internes que V. NOVARESE en fait un critère du métamorphisme alpin, la description de l'évolution des minéraux anciens (amphiboles brunes, plagioclases basiques) avec création de néoéléments (albite, actinote, épidote, chlorite...).

A côté de ces précieuses analyses, le lecteur voit se dessiner les grands ensembles lithologiques des Alpes cottiennes, mais il faudra attendre 1898 pour qu'une synthèse soit tentée. Avec son important ouvrage sur "l'âge mésozoïque de la zone des roches vertes..." S. FRANCHI présente l'essentiel des découvertes de son équipe. Se référant aux travaux de V. NOVARESE, qui publie au même moment une étude de synthèse sur les gîtes graphitiques du Pinerolese (1898) et à ceux de A. STELLA qui l'année suivante présente une étude détaillée de la partie méridionale du Massif Dora Maira (1899), S. FRANCHI prend cette fois nettement position et tire toutes les conséquences des résultats de dix années de travail. Il admet que toute la zone des calcschistes à roches vertes est mésozoïque et qu'elle repose sur un Trias de type briançonnais métamorphisé. Il met ainsi en lumière la dualité des formations de même âge : celles qui sont "à faciès ordinaire" vers l'Ouest et celles "à faciès cristallin" vers l'Est, le passage de l'une à l'autre de ces faciès se faisant de façon progressive à peu près au milieu de la vaste structure en éventail selon laquelle se disposent ces terrains. Du côté oriental, les terrains à faciès cristallins constituent selon S. FRANCHI une série isoclinale déversée vers l'Est. Le Trias "cristallin" y est localement formé de quartzites qui passent de façon continue et par "sfumature" aux micaschistes et gneiss du Massif Dora Maira qui sont des sédiments, tufs volcaniques et roches éruptives du Permo-Carbonifère, métamorphisés. Il est amené ainsi à donner totalement son adhésion à la thèse de M. BERTRAND en admettant qu'une "grande partie au moins" du Massif Dora Maira est formée de sédiments paléozoïques métamorphisés.

Il se passera encore une dizaine d'années avant que ne paraissent les cartes géologiques au 1/100 000 ème intéressant le massif. Leur dessin en sera effectué selon les idées de l'équipe du R. Ufficio geologico qui n'auront guère varié malgré une discussion qui va naître à propos des nappes de charriage. Ainsi trouverons-nous dans ces cartes un magnifique document qui n'a pas vieilli. Il s'agit en effet d'une carte lithologique où sont indiquées, presque sans interprétation, les extensions des différentes formations si bien décrites dans les rapports annuels d'activité des géologues. La légende conserve cette même objectivité, car malgré les prises de position très nettes de S. FRANCHI, les formations cristallines du Massif de Dora Maira y sont notées par une définition pétrographique, l'attribution d'âge restant prudente : "Série prétriasique du Massif Dora Maira", ou : "Série graphitique des Alpes cottiennes, Carbonifère(?)". Cela reflète bien le point de vue fort logique de S. FRANCHI qui, pour protester contre les notations de la carte géologique française (feuille au 1/80 000 ème, Aiguilles) qui mentionne les "quartzites et pseudogneiss du Piémont" sous le sigle chronologique "rx" (Permo-Houiller métamorphique), écrit à W. KILIAN : "... non vedo finora una ragione per cessare di applicare il nome di gneiss a quelle rocce, che sotto tal nome si indicarono finora nel massiccio Dora Maira. Finché dei più antichi fra i gneiss è in discussione l'origine, mi sembra più prudente e preferibile tener distinto il concetto litologico da quello cronologico e da quello genetico" (1898, p. 166).

C - La controverse sur les nappes.

En 1902, P. TERMIER illustre la théorie des nappes mise à la mode par M. BERTRAND, par ses quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. Il adhère pleinement aux idées de S. FRANCHI et ses schémas montrent une zone piémontaise autochtone. P. TERMIER voit aussi dans les massifs cristallins internes des formations métamorphiques permo-carbonifères. Il définit ses deux séries cristallophylliennes compréhensives des Alpes occidentales : l'une mésozoïque et tertiaire = les schistes lustrés, recouvrant l'autre plus orientale et plus métamorphique, englobant tout le Primaire = les anciens gneiss primitifs. P. TERMIER estime pouvoir ainsi détruire "la croyance en l'ancienneté nécessaire des gneiss et micaschistes, qui a jeté dans l'esprit humain de profondes racines". Pour lui, ces roches sont d'anciens sédiments transformés par enfouissement dans les profondeurs du géosynclinal et par fil-

trations per ascensum de vapeurs venues de la profondeur s'étalant dans le plan des couches de façon inégale suivant leur perméabilité, déniaient ainsi tout rôle transformiste aux mouvements orogéniques ultérieurs.

C'est à la même époque que M. LUGEON définit ses nappes simploniques puis avec E. ARGAND (1905), extrapolant cette architecture des Pennines, étend petit à petit à toutes les Alpes la notion des grandes nappes de recouvrement. P. TERMIER remanie ses coupes en fonction de ces idées nouvelles (1907) pendant que E. ARGAND (1911) précise ses vues grandioses et dessine sa carte structurale de toutes les Alpes occidentales. On va vers une synthèse définitive de la chaîne, où se poursuivant cylindriquement les mêmes éléments, les mêmes unités se retrouvent tout au long. Ainsi E. ARGAND décrit dans le Massif de Dora Maira la tête plongeante et les nombreux replis de la nappe V (du Mont Rose) qui occupe la majeure partie de ce domaine, recouvrant le dos de la nappe IV (du Grand Saint Bernard) qui s'individualise en fenêtre selon lui dans les affleurements du Monte Bracco et ceux de la zone graphitique de Pinerolo. Cet édifice plonge vers l'Ouest sous la nappe des schistes lustrés à roches vertes du Viso, non sans montrer de nombreux plis transversaux (Est-Ouest) dus à "une composante longitudinale de compression", née à une certaine phase de l'avancée des nappes vers l'Ouest.

Dès 1906 S. FRANCHI s'attache, sans doute par réaction contre les théories naissantes des géologues suisses, à démontrer l'autochtonie des massifs permo-carbonifères de Dora Maira, Ambin et Grand Paradis. Il insiste surtout sur les passages continus des calcschistes au Trias et de celui-ci aux micaschistes et gneiss. Il souligne en outre le pendage vers l'Ouest constant et régulier des formations de ces massifs, ce qui indique selon lui une série isoclinale déversée vers l'Est et non vers l'Ouest. Mais S. FRANCHI n'est guère suivi dans ses conclusions structurales et aux plis "en blague à tabac" que dessine F. SACCO (1913) d'après ses conceptions, l'enthousiasme pour la nouvelle synthèse des Alpes fait préférer les grandioses constructions de E. ARGAND. Ces divergences persistantes conduisent W. KILIAN et P. TERMIER parfaitement convaincus par les théories argandiennes, à venir dans les vallées piémontaises confronter leur point de vue avec celui de S. FRANCHI. Cette excursion commune ne résoudra rien et chacun restera sur ses positions. Les propositions de E. ARGAND sont donc de plus en plus largement acceptées (L. KOBER 1923 ; E. HAUG 1925 etc...) et S. FRANCHI, avec l'aide de V. NOVARESE, est amené, de 1925 à 1929, à préciser ses conceptions. Dans son mémoire fondamental de 1929, il réfute, point par point, les arguments de E. ARGAND et de ses adeptes, et conclut à l'inexistence des nappes dans les Alpes cottiennes, en se fondant sur plusieurs types d'arguments :

- La concordance et la continuité stratigraphique parfaite entre les différentes assises de la zone des schistes lustrés (série compréhensive mésozoïque-éocène), et celles du Trias puis du Permo-Carbonifère métamorphique.
- La tranquillité en régulières coupoles des massifs internes, beaucoup trop parfaite pour qu'ils aient été transportés sur plusieurs dizaines de kilomètres.
- Les pendages constants des couches vers l'Ouest, impliquant un renversement des structures vers l'Est, contraire au sens d'expansion des nappes supposées. Ce renversement inverse ne pouvant pas non plus être expliqué par une simple réaction ("surcompression" de E. HAUG) postérieure à l'avancée des nappes.
- Le métamorphisme relativement faible des roches des zones attribuées à la nappe du Grand Saint Bernard, qui devrait être beaucoup plus important puisque cette nappe est la plus profonde.

S. FRANCHI tire également une autre série d'arguments du fait qu'au niveau des Alpes cottiennes les "racines" des nappes sont absentes et qu'il faut concevoir un édifice considérable, né de rien et presque totalement effacé par l'érosion. Malgré la force de son argumentation et la proposition simple de concevoir les massifs cristallins internes comme une réapparition de la zone briançonnaise en plis déversés vers l'Est semblables à ceux de la région d'Acceglio, S. FRANCHI ne sera pas plus écouté que vingt ans auparavant. On lui préfère la conception complexe des nappes de E. ARGAND, plus ou moins aménagée en groupant les nappes du Mont Rose et du Grand Saint Bernard en un ensemble des Mischabels ou encore un "Groupe Pennin" séparés de la nappe des schistes lustrés devenus autonomes en une "Nappe du Piémont". Toutes ces constructions, souvent minutieuses en certains points, sont parfois extrapolées de façon hardie à d'autres régions, où, au dire même de leurs inventeurs, elles ne sont fréquemment basées que "sur de simples affirmations présentant des éléments séduisants" (F. HERMANN, 1938).

Que la construction complexe de E. ARGAND ait été ainsi embellie et ait résisté à l'épreuve du temps et surtout aux coups assénés par S. FRANCHI lors même de sa conception, cela a de quoi nous confondre alors que nous voyons contester aujourd'hui le principe même des théories des géologues suisses jusque dans leur propre patrie. Cependant il faut bien constater l'oubli dans lequel sont tombées les idées de S. FRANCHI et la plupart des travaux récents sur le Massif Dora Maira admettent comme un dogme l'existence des nappes et n'envisagent pas la possibilité d'en discuter.

D - Les travaux récents.

Depuis la parution des cartes géologiques de S. FRANCHI, V. NOVARESE et A. STELLA, et les débats à propos des nappes, peu de travaux se sont intéressés spécialement au Massif Dora Maira. Pour la plupart ce sont des études de détail sur un type local de roche (gneiss de Luserna : G. PAGLIANI, 1954, quartzite-bargioline du Monte Bracco : G. PAGLIANI, 1957) un minéral qui prend une importance industrielle (le talc de la Germanasca : E. GRILL et al., 1955) ou un point précis de la géologie du massif (E. ZANETTIN, 1964). Mais, le plus souvent, les études récentes n'abordent le Massif Dora Maira que par accident, lors de tentatives d'extrapolation de théories édifiées ailleurs, afin d'établir des comparaisons, de poursuivre une continuité imaginée, comme l'avait fait jadis E. ARGAND pour généraliser son schéma des nappes.

Il reste cependant qu'un certain nombre de travaux ont permis au massif de ne pas rester totalement à l'écart des évolutions modernes de la géologie alpine. Gb. Dal PIAZ (1939), réagissant contre l'adhésion unanime et sans doute excessive des géologues alpins à l'idée des "grandes séries cristallophylliennes compréhensives continues" et à celle d'un Permo-Carbonifère métamorphique généralisé, insiste sur l'importance de la "discordance hercynienne", tirant argument des faciès détritiques des séries graphitiques et détritiques des Alpes cottiennes. Il conçoit ainsi pour les Alpes occidentales un édifice de nappes dérivé de celui de E. ARGAND, mais où des gneiss anciens réagissent en bloc, de façon rigide. En effet, selon ce savant, méconnaissant, comme la plupart des auteurs modernes, les faciès volcano-détritiques métamorphiques du Permien, naguère décrits par S. FRANCHI et A. STELLA, les gneiss formant l'ossature des nappes appartiennent à un "cristallin ancien", conçu comme antécambrien, tectonisé et granitisé dès avant le Carbonifère. La vieille idée de D. ZACCAGNA est ainsi rajeunie et il devient classique de décrire tous les gneiss ocellés intra alpins comme d'anciens granites laminés (voir l'étude des gneiss de Luserna de G. PAGLIANI, 1954).

Pour asseoir son irremplaçable étude géographique sur le Piémont, R. BLANCHARD fait en 1954 le point des connaissances acquises jusqu'à lui sur le Massif Dora Maira et les régions limitrophes. Sa somme sur les Alpes occidentales, plus tard complétée par les études de P. GABERT (1962), fait ainsi usage des récentes conclusions apportées sur le Grand Paradis par R. MICHEL (1953). Ce dernier, par la suite, poursuivant son étude vers le Sud et introduisant dans l'étude pétrographique des schistes cristallins de Dora Maira les méthodes zonéographiques (1955-56), est conduit à mettre en parallèle les deux grands massifs gneissiques piémontais. Il y reconnaît des assises sédimentaires antéhouillères, transformées en deux temps successifs par un métamorphisme et une migmatisation hercynienne, suivis d'une rétro-morphose alpine. Niant ainsi l'âge carbonifère communément affecté à la série graphitique, il est également amené à affirmer l'autochtonie de ces massifs.

C'est dans ce même temps "qu'un grand renouveau de l'étude des zones internes alpines se produit" en une "sorte de fièvre géologique alpine" (F. ELLENBERGER 1958). F. ELLENBERGER renouvelle en effet entièrement la géologie de la Vanoise. Débrouillant la stratigraphie et la structure de ce massif complexe, il va donner une base solide à la notion de métamorphisme alpin, "tempête moléculaire", succédant à la mise en place des nappes. Avec cette œuvre gigantesque, l'étude de R. MICHEL sur le Grand Paradis, celle de P. BEARTH sur le Mont Rose, et les travaux d'autres géologues suisses dans la zone du Grand Saint Bernard, les conceptions sur le Permo-Carbonifère métamorphique alpin et son socle sont précisées et ces résultats vont pouvoir servir de références. De même, les documents apportés dans la connaissance du grand bassin houiller briançonnais par J. FABRE, R.

FEYS et C. GREBER, vont permettre avec les études de J.P. BLOCH en Ligurie, de circonscrire au mieux les problèmes des séries paléozoïques des Alpes occidentales. Par ailleurs, dans un autre domaine, les recherches approfondies de M. LEMOINE et A. MICHARD, de 1952 à 1965, vont poser sur des bases nouvelles les relations entre la zone des schistes lustrés, celle du Briançonnais et celle des massifs cristallins internes. Ainsi, notre connaissance des zones intra-alpines et de leurs superstructures charriées, complétées en outre par les études de C. KERCKHOVE sur le Flysch à Helminthoïdes, progresse-t-elle et cela permet bien souvent de poser en nouveaux termes des problèmes que l'on croyait définitivement réglés. En effet, c'est l'ère de la remise en question de bien des conceptions sur les nappes et les processus pétrogénétiques donnant naissance aux schistes cristallins. A. AMSTUTZ envisage avec ses "subductions" (1951 à 1955) des modes originaux de tectogenèse, accordant une place privilégiée et initiale aux "plis rétrocharriés". R. MICHEL et S. CONTI (1955), repoussant absolument les théories de E. ARGAND et de ses successeurs, qui ont prévalu jusque là, reviennent à l'idée ancienne des massifs cristallins internes autochtones, pendant que F. ELLENBERGER adhérant d'abord (1958) à la thèse de F. HERMANN de la "nappe des schistes lustrés généralisée", complète par la suite (1965) avec ses élèves, sa théorie des cisaillements qui aboutit à un "néoargandisme" teinté de "style austro-alpin". En même temps, la liaison entre cristallogenèse et événements orogéniques, déjà développée par F. ELLENBERGER en Vanoise, est de plus en plus vérifiée et utilisée dans les Alpes.

Mais cette étude progressant, qui fait également appel à toutes les ressources de la microtectonique, de la géophysique et aussi de la géochronologie absolue, mène à des notions de pétrologie très théoriques ou aux phénomènes de granitisation. Ainsi, après les découvertes des "foyers" de recristallisations granitiques alpines démontrées en Tessin par E. WENK et ses élèves, va-t-on considérer les noyaux gneissiques des Alpes penniques d'un œil nouveau. Les processus de palingenèse déjà mis en avant par R. PERRIN et M. ROUBAULT dès 1947, vont être invoqués par E. BEDERKE pour expliquer les anomalies de gravité, révélées par les études géophysiques sur les Alpes occidentales. Par le canal de ces interprétations, de nombreuses mesures physiques allant de l'étude des densités des roches jusqu'à celle des conditions thermodynamiques de cristallogenèse et celle des relations géométriques des différentes métamorphites, E. BEDERKE est conduit à imaginer "des granites tectoniques tardifs". De tels "domaines de cristallisation métamorphique plutonique" alpins, uniformisant l'infrastructure à l'origine du complexe des massifs, sont ainsi suggérés dans la région du Mont Cenis et celle de Cuneo, outre ceux déjà reconnus des Alpes simpo-tessinoises.

Cet enrichissement foisonnant et constant des connaissances et des théories oblige ainsi à reconsidérer les conceptions trop exclusives, trop unitaires, des "synthèses" alpines, même locales. Il faut donc envisager scrupuleusement toutes les interactions possibles de l'orogénèse, du métamorphisme, de la granitisation tout en tenant compte des formations originelles et de leurs formes géométriques successivement acquises puis éventuellement cachées. Cela paraît possible grâce à l'évolution des méthodes que la géologie moderne met à la disposition du chercheur. Mais le risque est grand pour celui-ci, trop souvent solitaire, de ne pouvoir saisir les multiples incidences qu'ont sur son problème les nouvelles découvertes, les nouvelles théories, toujours plus séduisantes, plus démonstratives, mais qui modifient sans cesse la portée d'observations ou de déductions antérieures. C'est dans ce contexte à vrai dire commun étant donné l'évolution moderne, rapide des sciences et des techniques, qu'a été entreprise la présente étude des roches métamorphiques du Massif Dora Maira. Les risques n'en étaient pas minces pour qui n'était pas intégré à une équipe qui permette au mieux d'envisager toutes les conséquences de découvertes récentes ou de techniques nouvelles (*), et pour qui il n'était plus question de se référer à des critères aussi simplistes

(*) - L'étude du territoire escarpé et très couvert de près de 2 000 km² objet de ce travail a souvent fait intervenir, outre un effort physique non négligeable, des méthodes longues et fastidieuses dans un domaine où les dernières données pétrologiques et structurales sur la chaîne alpine ont un rôle à jouer. Il a fallu en outre constamment tenir compte des théories en perpétuel renouvellement. Un seul chercheur peut-il vraiment, dans de telles conditions, parvenir à envisager toutes les données du problème et accumuler une somme suffisante d'observations et de renseignements déterminants ?

Il serait souhaitable qu'en pareil cas l'ouvrage soit celui d'une équipe polyvalente avec des spécialisations individuelles et un partage de la tâche en vue de synthèses ultérieures. Ce n'est, hélas, pas l'optique dans laquelle il est actuellement admis de conduire un travail de thèse de Géologie en France. On ne peut que le déplorer, car au terme de cette étude l'auteur doit honnêtement constater combien il y subsiste de lacunes et d'insuffisances.

que ceux de B. GASTALDI qui voyait dans ces formations "des roches qui ont leur place parmi les terrains d'un âge très reculé, puisque dans les Alpes il n'y a pas plus de métamorphisme qu'il n'y en a dans d'autres montagnes du globe"(Deux mots sur la géologie des Alpes cottiennes, 1872 p. 7). Notre ambition sera donc de vouloir montrer en fonction des acquisitions récentes, la place et les évolutions probables des roches de ce massif sans perdre de vue la pérennité relative de ces constructions humaines toujours un peu conjecturales.

III - HISTORIQUE DE LA PRESENTE ETUDE, BUTS POURSUIVIS ET METHODES.

A - Démarche de l'étude entreprise.

L'objet d'une telle étude est évidemment la compréhension de la géologie de la région envisagée et de l'évolution des formations qui la constituent. Nous avons vu combien le remarquable développement des travaux récents sur les zones intra-alpines rendait ce programme ambitieux si l'on veut tenir compte de tous les facteurs entrant en jeu. Mais il est bien évident que les travaux des géologues italiens du début du siècle demandent à être repris à la lumière des méthodes d'études modernes, chaque jour améliorées par des références et des apports nouveaux. C'est un des buts principaux de cet ouvrage. Ainsi, la carte géologique qui y est présentée est-elle en grande partie une interprétation de la carte au 1/100 000 ème de l'Ufficio geologico d'Italia. La plupart des levés correspondent, au moins en ce qui concerne les contours des principales formations, avec ceux de cette magnifique carte lithologique. C'est cela qui a conduit à ne pas publier de carte d'affleurements détaillée, les modifications apportées aux cartes initiales apparaissant tout aussi bien dans l'essai interprétatif. Celui-ci, schématisé et synthétisé en une carte complexe, semblait devoir primitivement être conçu avec l'aide essentielle des méthodes zonéographiques dont R. MICHEL avait fait un si remarquable usage dans le massif voisin du Grand Paradis avant d'en généraliser les conclusions, en un travail préliminaire, aux autres massifs gneissiques piémontais. Mais très vite ces méthodes se révélèrent d'un emploi délicat, voire dangereux, et la complexité des faciès rencontrés ainsi que celle des structures infléchirent le cours des travaux. L'étude des métamorphites de Dora Maira ne pouvait progresser que dans la mesure où il était possible de faire la part, dans les transformations subies, de ce qui revenait aux faciès des roches originelles et à leur évolution autant métamorphique que tectonique pendant l'orogénèse alpine. Ainsi fallait-il d'abord objectivement différencier les faciès rencontrés tout en essayant d'y déceler les traces orientées acquises au cours de cristallogénèses successives éventuelles.

Aussi, parcourant ce territoire montueux et boisé, a-t-on appris progressivement et laborieusement à faire des distinctions parmi ces roches souvent tout aussi uniformisées sur le terrain que le mentionnait la vieille carte italienne. La différenciation des nombreux horizons détritiques de ce massif (P. VIALON 1960, a) ou les subtiles variations notées dans les gneiss ocellés (P. VIALON 1962, b), amenèrent à comparer les séries rencontrées avec les roches métamorphiques des domaines voisins mieux connus. La découverte de quelques correspondances entre faciès ou suites lithologiques conduisant tout naturellement à bâtir peu à peu pour les formations de Dora Maira une stratigraphie schématique où le Permien occupe une bonne place (P. VIALON 1960, b ; 1962, b et c). Ces hypothèses furent heureusement confirmées par la découverte d'une discordance à caractères saaliens (P. VIALON, 1961, b). Ainsi revenait-on, au moins en partie à l'ancienne idée du Permo-Carbonifère métamorphique, auquel, dès l'abord, l'ensemble graphitique de Pinerolo faisait d'ailleurs penser. A. MICHARD qui dans le Sud des Alpes cottiennes poursuivait une étude sur les schistes lustrés et leur substrat "siliceux" (1959 à 1965), parvenait par d'autres voies à des conclusions analogues (1960). Il en naquit une collaboration fructueuse qui nous permit de mieux cerner le problème du Permien de ces domaines (A. MICHARD et P. VIALON, 1965), et par la même occasion d'envisager d'un oeil neuf les problèmes des métamorphismes superposés ou pluriphasés (A. MICHARD et P. VIALON 1961, a) sur lesquels d'ailleurs A. MICHARD apportait des idées originales (1962).

Parallèlement, l'étude systématique des structures fines ou même de grande taille, fit comprendre l'importance qu'ont les plis transversaux est-ouest dans le massif. Ce fut un début de la meilleure connaissance des processus pétrogénétiques liés à l'orogénèse du massif (P. VIALON, 1962a ; 1964 b). Une étude de géochronologie absolue, entreprise sur des porphyres quartzifères gneissifiés et attribués au Permien, pour en vérifier l'âge, ne permit que d'en révéler les ultimes recristallisations tertiaires. Par contre, elle apporta des arguments à l'idée d'une genèse précoce (Crétacé moyen) des micas phengitiques, nés dans les plans axiaux des plis transversaux est-ouest, phyllitisation donc antérieure à celle qui est connue dans des secteurs plus externes (Y. VIALETTE et P. VIALON 1964).

Les grands traits de l'évolution tectonique et métamorphique des formations en présence commençaient ainsi à se débrouiller, et de tâtonnements structuraux (P. VIALON, 1963, b) en détermination précise de minéraux repères du métamorphisme alpin (C. BAHEZRE, R. MICHEL et P. VIALON, 1965), l'architecture du massif prenait progressivement corps. On pouvait définir les caractéristiques des masses complexes du socle ancien déjà évoluées lors du dépôt des assises d'un Permo-Carbonifère localement important, lesquelles passaient vers le haut en continuité aux niveaux quartzitiques du Trias. Il devenait désormais possible d'étudier l'évolution des cristallogénèses successives et leur influence sur les différentes formations rencontrées, tout en faisant la part des épisodes orogéniques méridiens ou transversaux à la chaîne alpine, ainsi que d'évoquer les charriages de socle ou de leur super-structure.

Ainsi, l'étude de l'évolution des métamorphismes affectant les roches constituant l'ensemble Dora Maira, conduisit-elle à développer l'étude lithostratigraphique et structurale du massif avec tout ce que cela implique de conséquences dans un cadre alpin voire théorique.

B - Quelques questions de nomenclature et définitions.

Dans la mesure du possible, le langage d'un tel ouvrage doit rester accessible même à qui connaît mal les Alpes et leurs problèmes ou les subtilités de la pétrographie de ses terrains métamorphiques. Il reste que, dans de nombreux cas, il est nécessaire de faire appel à un vocabulaire dont les termes pour être employés par des spécialistes n'en sont pas moins très souvent utilisés dans des acceptions fort différentes. Afin de définir les méthodes de travail employées et la terminologie de leurs principes, qu'il serait fastidieux de rappeler constamment, il est utile pour faciliter la lecture et la compréhension sans équivoque de ce texte, de préciser dès à présent la signification de quelques éléments de son langage.

Le premier terme dont il faut souligner ici l'emploi particulier est celui de massif. On aura vu plus haut combien ce que les géologues nomment "Dora Maira" répondait peu à ce qualificatif généralement réservé à un ensemble orographique. On n'en continuera pas moins à appeler "Massif Dora Maira" cette association de roches essentiellement gneissiques définie par B. GASTALDI et ses successeurs. Il s'ensuit qu'une difficulté surgit dès qu'il est question de circonscrire un relief montagneux de quelque individualité. Les mots "montagne" ou "mont" seront alors employés suivis du nom du sommet le plus représentatif, étant bien entendu qu'ils désigneront, sauf cas particulier dûment explicité, le sommet lui-même et ses satellites formant une unité orographique bien distincte.

Au cours de ce travail, dont l'objet principal est l'étude de roches métamorphiques, il sera fait appel à une classification des schistes cristallins. Dans le but de faire aussi bien la part de ce qui revient au processus de formation qu'à l'aspect purement descriptif des assemblages minéraux constituant la roche quelle que soit son origine et son mode de formation, la terminologie préconisée par J. JUNG et M. ROQUES (1952) sera utilisée concurremment à celle du "mineral facies" de P. ESKOLA, précisée par F.J. TURNER et J. VERHOOGEN (1948-1950) et surtout par H.G.F. WINKLER (1965) qui codifie les notions nouvelles des "types de métamorphisme" sur les bases des idées développées par A. MIYASHIRO (1961) et E. den TEX (1965). Les termes utilisés et les méthodes de classification employées ont été particulièrement bien définis par leurs promoteurs, il est donc inutile d'insister sur ce sujet, et le lecteur est renvoyé une fois pour toutes aux différents mémoires des auteurs cités.

Toutefois, il faut signaler que R. MICHEL a, dans sa thèse (1953) fait une mise au point précise des méthodes de J. JUNG et M. ROQUES, qu'il applique au domaine cristallophyllien alpin. Cet auteur, auquel on se référera donc constamment à ce sujet, souligne les inconvénients et les avantages des méthodes zonéographiques utilisées dans les régions à polymétamorphisme rétrograde. Il insiste, entre autres points, sur la notion de "groupe cristallophyllien" dont l'usage a été si fécond dans le Grand Paradis. Ce concept de "groupe" comme celui de "série cristallophyllienne", sont malheureusement d'un maniement délicat en ce qui concerne le Massif Dora

Maira, comme d'ailleurs pour bien d'autres lieux.

En effet, au terme de "série" est attachée une idée chronostratigraphique en outre compliquée ici du fait de précédents fâcheux : série des gneiss, série graphitique des Alpes cottiennes, série des Pietre verdi.... Or, comme on le verra, il n'est pas possible d'affecter une signification stratigraphique à ces empilements de schistes cristallins dont l'histoire tectonique et métamorphique a pu modifier considérablement l'ordre et l'aspect stratigraphique originels. Ainsi la foliation peut-elle être autre chose que l'ancien plan de stratification. Le terme de "groupe" désignant une partie de la "série", est donc entaché des mêmes significations équivoques.

Ce sont ces raisons, et aussi l'association des roches du Massif Dora Maira en des successions de faciès remarquables, et la disposition particulière des unités tectoniques, qui ont conduit à préférer à des termes trop précis et discutables, celui "d'ensemble".

Un "ensemble" désignera ainsi une entité cartographiable à l'échelle de notre carte, dont l'individualisation est due autant à des assemblages de roches en suites difficiles à tronçonner, qu'à une homogénéité des caractéristiques pétrographiques découlant de la composition des roches primitives et de leurs modes de recristallisation.

Ce souci de rester descriptif que recommandait S. FRANCHI, sera conservé dans les autres domaines abordés par ce travail. En pétrographie les termes "orthogneiss" et "migmatites", dont on a tendance à abuser, sont d'un emploi difficile et dangereux. A ces vocables sont en effet trop souvent attachées des idées interprétatives et on leur substituera ceux plus descriptifs de "gneiss ocellés", "gneiss glanduleux", "gneiss granitoïdes" etc., pour qui d'ailleurs les anciens marquaient déjà leur préférence. Dans le cas où ces termes ne seraient pas suffisamment explicites pour désigner une roche, un nom de lieu sera utilisé : "gneiss de Lusema", étant entendu que l'expression renvoie à la description pétrographique du type.

On a discuté ailleurs (J. GROLIER et P. VIALON, 1964) de la signification du vocabulaire employé en analyse structurale. Rappelons toutefois ici quelques éléments essentiels : "litage" aura la même signification que "plan de stratification" ; "feuilletage" gardera son sens descriptif courant, c'est-à-dire qu'il désignera le débit d'une roche en feuillets plus ou moins parallèles. La "schistosité" sera toujours le plan du feuilletage d'une roche né perpendiculairement à l'effort tectonique maximal subi par cette roche, et la "foliation" définira tout feuilletage siège d'une cristallisation minérale.

C - Un résumé : les grands traits de la géologie du Massif Dora Maira.

Pour rester avant toute interprétation, descriptif et objectif, le plan de l'exposé des résultats de cette étude était en quelque sorte imposé : tout d'abord une partie analytique pétrographique et structurale, puis une tentative de synthèse.

Malgré les influences réciproques entre la nature des roches et la structure du massif, la première partie de l'ouvrage, afin d'en rendre l'exposé plus simple, comprend deux subdivisions : une première analyse purement pétrographique, une seconde uniquement structurale. Nous adopterons également ce plan pour faire un rapide tour d'horizon préliminaire de la géologie du Massif Dora Maira.

Dans le dessein d'aller du simple vers le complexe, il a paru préférable de prendre d'abord en considération les ensembles dont les paragenèses minérales montrent qu'ils n'ont subi que le seul métamorphisme d'âge alpin. C'est le cas en particulier de l'ensemble des calcschistes à roches vertes dont on sait depuis S. FRANCHI, et mieux encore, avec les récentes études de A. MICHARD, qu'il est d'âge mésozoïque. A partir de ce repère de la puissance du métamorphisme d'âge alpin sur la bordure du massif, il sera possible d'envisager sa croissance vers les horizons inférieurs et ses éventuelles interférences avec les effets d'un métamorphisme préexistant. La croissance de ce métamorphisme alpin se reflète effectivement dans l'ensemble sous jacent de Sampeyre et plus

encore dans celui de Dronero.

Les paragenèses caractéristiques, qui étaient d'abord à phengite-chlorite-épidote, deviennent à phengite-biotite verte (souvent associées lamelles à lamelles)-chloritoïde-épidote dans des roches où l'on peut reconnaître plusieurs niveaux détritiques ou encore d'anciennes roches éruptives acides. Dans ces ensembles, les faciès obtenus après métamorphisme sont des micaschistes souvent argentés, mais où les bancs de quartzites phylliteux et de gneiss albitiques ne sont pas rares. En outre, les niveaux initialement feldspathiques (arkoses-roches éruptives acides) donnent des faciès de gneiss œillés.

L'ensemble graphitique de Pinerolo forme une entité particulièrement remarquable en raison de la présence généralisée dans les roches qui le constituent d'un pigment charbonneux qui par métamorphisme s'est transformé en graphite. Le métamorphisme provoque, en général, la cristallisation de biotite dans cet ensemble originellement à base de schistes et de grès plus ou moins grossiers, comme l'atteste la présence de nombreux bancs de conglomérats très étirés et recristallisés, mais encore très reconnaissables. De ce fait, les roches obtenues sont des micaschistes à biotite, plus ou moins grossiers ou quartzitiques en fonction de l'état déritique initial plus ou moins fin.

Le dernier ensemble est celui des gneiss glanduleux. Il groupe plusieurs types de roches parmi lesquels prédominent les gneiss œillés plus ou moins grossiers. Mais il est très courant d'y rencontrer également des micaschistes et des gneiss fins. Ceux-ci sont souvent albitiques et en outre lardés de masses plus ou moins volumineuses d'amphibolites ou de gneiss œillés, généralement très boudinées ou étirées en fuseaux. Les paragenèses minérales montrent qu'il s'agit indubitablement ici d'un matériel ancien polymétamorphique où abondent les résidus ruiniformes de feldspaths potassiques souvent curieusement évolués en nodules très albitiques, des amas saussuritiques de plagioclases démantelés et les taches morcelées, épidotisées ou localement chloritisées de biotite brune. A côté de ces reliques interviennent des néominéraux qui, selon les gisements, sont de la phengite, de la biotite verte ou brune, des chlorites et des épidotes.

Cette étude pétrographique, essentiellement descriptive doit être obligatoirement complétée par une étude structurale. En effet une étude systématique des mésostructures (microplis, linéations, étirements de minéraux ou de galets, etc.) a montré que la plupart des néogenèses minérales se font tout au long d'une évolution des roches en plis isoclinaux plus ou moins écrasés, dont le plan axial devient la foliation des schistes cristallins de la région. Dans les roches monométamorphiques, un tel repère permet de distinguer en quelque sorte des étapes successives de cristallogénèse. Dans les roches polymétamorphiques, il y a déformation des éléments préexistants, boudinage généralisé des plus grossiers et création d'une nouvelle foliation parallèle et homologue à celle des autres formations. De toute façon, cette étude met en évidence une cristallogénèse pluriphasée essentielle, contemporaine et postérieure aux déformations, toujours orientée selon des axes à peu près Est-Ouest, c'est-à-dire transversaux à l'allongement du massif. Elle est suivie, et plus ou moins reprise, par une cristallogénèse subordonnée qui, elle, est orientée selon la chaîne alpine, de façon subméridienne et se rencontre surtout dans la partie ouest du massif. De ces événements, résulte donc, dans le cas général, la texture des roches du massif, mais, dans un essai de passage à une échelle supérieure, on s'aperçoit aussi que la structure intime des échantillons correspond à celle des affleurements ou même à celle de la région. La cartographie des différents ensembles et de leurs divers faciès, révèle en effet une disposition en plis ou en écaillés souvent jalonnées à leur base par de minces pincées de calcschistes ou de dolomies dont le plus grand nombre a une direction axiale transversale. Ces éléments sont déversés vers le Sud, dans la partie nord du massif, mais le sont vers le Nord, dans sa partie méridionale. Il se révèle difficile d'établir une chronologie relative très sûre entre ces plis et écaillés et ceux sub-méridiens de la partie occidentale du massif. Mais en raison de la continuité des axes des structures qui se courbent en un arc et de la persistance des recristallisations induites par cette disposition, on est fondé à dire que ces mégastructures sont de même âge ou de peu postérieures les unes aux autres. En effet malgré l'inflexion progressive, il existe de grands accidents qui dans la partie orientale du massif chevauchent les unités orientales plus nettement transversales. C'est dans ces régions que coexistent plus fréquemment les mésostructures transversales et méridiennes, au contraire des zones plus internes où il y a homoaxie parfaite et générale entre méso et mégastructures. Toutes ces observations conduisent à penser qu'il y a une certaine continuité de l'évolution tectonique

du massif et relation de cause à effet entre structures en grand et disposition minéralogique intime des formations le constituant, c'est-à-dire entre l'architecture d'une certaine époque de l'évolution du massif et le métamorphisme de ses composants.

Maintenant, un essai de synthèse essentiellement conçu sur des comparaisons avec des massifs voisins bien connus, ou des considérations sur les relations stratigraphiques, métamorphiques et structurales entre les différents ensembles précédemment définis et leur environnement, nous amènera à établir d'abord une stratigraphie schématique de ces ensembles et à en décrire l'évolution tectonique. Si l'on part de l'ensemble des calcschistes bien daté du Mésozoïque, la masse calcaréo-dolomitique puis quartzitique sous-jacente est indubitablement à rattacher au Trias inférieur. Les relations continues et les passages progressifs de ces quartzites aux roches de l'ensemble de Sampeyre qui intervient au-dessous, permettent de penser que celui-ci appartient au Permo-Trias. Des arguments semblables font que l'ensemble de Dronero pourra être affecté pour son sommet au Permien s. l., et pour sa base, qui se charge localement en produits charbonneux, au Permo-Carbonifère. Mais il existe aussi des références supplémentaires pour attribuer à cette époque les faciès riches en niveaux détritiques. On peut penser en effet que les successions de roches détritiques et de porphyres quartzifères de l'ensemble de Dronero correspondent à des séquences analogues, quoique moins métamorphiques de Ligurie ou du Briançonnais, où elles sont bien datées. En outre, au Colle Clapier en haute Germanasca, les arkoses conglomératiques de l'ensemble de Dronero reposent en discordance angulaire sur des gneiss et amphibolites de l'ensemble des gneiss glanduleux attribuables au socle anté-houiller. Cela permet donc de penser à une discontinuité stratigraphique dont les caractères rappellent ceux d'une discordance saaliennne. Enfin, dans la vallée du Sangone, des porphyres quartzifères, attribuables à l'ensemble de Dronero, reposent sur l'ensemble graphitique, en concordance apparente par l'intermédiaire d'un faible niveau conglomératique. Ainsi, l'ensemble de Dronero, Permien s. l., passerait vers sa base aux niveaux charbonneux de l'ensemble graphitique et justifierait ainsi l'attribution au Carbonifère de ce dernier. L'ensemble graphitique de Pinerolo se trouve au-dessus de l'ensemble des gneiss glanduleux, mais si les galets des conglomérats graphitiques sont souvent composés d'éléments attribuables aux gneiss glanduleux, il n'y a jamais de vrai conglomérat de base. Quoi qu'il en soit, il existe entre les deux ensembles une différence nette dans les évolutions métamorphiques de leurs composants. Aussi paraît-il autorisé de donner à l'ensemble des gneiss glanduleux, fort comparable aux masses gneissiques du Grand Paradis, une signification de socle anté-houiller déjà métamorphisé et granitisé lors du dépôt de l'ensemble de Pinerolo.

Le Massif Dora Maira apparaît ainsi comme un édifice complexe où sur un socle hercynien ou plus ancien se sont déposées, après une érosion considérable, des séries détritiques intermédiaires avant l'envahissement par les sédiments du géosynclinal alpin.

Avant d'aborder l'histoire de l'évolution structurale et métamorphique du massif, compte tenu des observations résumées ci-dessus et des diverses théories au sujet des nappes de recouvrement, il faut d'abord faire le point des données essentielles :

- Le Massif Dora Maira est dans la zone de courbure maximale des Alpes occidentales.
- Dans ce massif, la structure qui prédomine est celle en écaillés ou plis déversés vers le Nord Est dans sa partie méridionale, vers l'Est dans sa partie médio-occidentale, vers le Sud Est ou le Sud, dans sa partie septentrionale.
- Métamorphisme et structure y sont indissolublement liés. Les cristallogénèses sont dirigées et induites par les plis, à tel titre que la foliation régionale est plan axial de plis isoclinaux, grossièrement transversaux à l'allongement du massif, homologues des grandes structures. Ce fait est général dans toutes les roches, y compris dans les calcschistes de l'enveloppe occidentale et aussi dans les pincées mésozoïques qui jalonnent la base des cisaillements principaux. Il faut souligner enfin que le "climat" permettant la cristallogénèse sévissait encore lors des écaillages subméridiens des parties occidentales du massif, mais que ceux-ci évoluent en même temps que disparaissent les conditions favorables aux recrystallisations.

On doit considérer le Massif Dora Maira, y compris les formations siliceuses du Trias de la base des calcschistes, comme la partie sommitale d'un socle relatif, comportant une superstructure métamorphique (les

Schistes lustrés) peut être elle-même recouverte d'une "super-superstructure" non métamorphique (le Flysch à Helminthoïdes). Ce socle porte uniquement des traces de "rétroécaillages" alors que les superstructures se sont d'abord écoulées en nappes vers l'Ouest puis à leur tour, sur leurs arrières se sont également rétroécaillées vers l'Est.

On peut donc imaginer, en de "séduisants jeux de l'esprit toujours avide de comprendre" (F. ELLENBERGER, 1958, p. 458) que le moteur de cette architecture est un affaissement en bascule d'un coin de socle ouvert vers l'Est et dont la pointe se situerait dans l'axe du cours inférieur du Pellice. Les failles bordières de ce coin de socle fonctionnant en failles inverses, seraient ou verticales ou pentées respectivement vers le Sud Ouest et vers le Nord Ouest. L'affaissement initial doit débiter par l'Ouest et être plus important à la pointe du coin, que vers l'Est. Il en résulterait nécessairement, si l'on admet le principe de l'écoulement par gravité, un glissement des superstructures vers l'Ouest. Dans leurs parties profondes, ces superstructures en marche vers l'Ouest, se heurtent aux marges externes restées plus stables, du coin de socle. Il en résulte, aux mêmes temps, dans cette partie profonde, une sorte de reflux, formant des écaillages inverses, qui étant donnée la forme du coin vont avoir tendance à se refermer sur eux-mêmes vers la partie orientale, en éléments se chevauchant les uns les autres. Il s'ensuit un serrage avec formation d'écaillages et plis d'accumulation couchés, axés à peu près selon les bords du coin de socle (Nord Ouest - Sud Est et Ouest Sud Ouest - Est Nord Est) et déversés vers le Nord Est au Sud et vers le Sud Est au Nord. Pendant ce plissement isoclinal couché, se produit le métamorphisme qui peut affecter aussi une partie de la superstructure toujours en marche vers l'avant-pays. Ces événements peuvent se clore par un affaissement général du coin de socle, en particulier vers l'Est (effondrement padan) ce qui entraîne une exagération des écaillages les plus orientaux, la naissance des failles bordières de la plaine et une remontée relative des bords externes du coin. L'arrêt de l'écoulement des nappes suit, avec rétrocharriage ultime de toute leur masse par une sorte de bourrage de leurs parties arrières, s'effectuant encore dans un climat permettant les cristallisations minérales ultimes et renversant un peu plus les failles initiales du socle vers l'Est, pendant que leurs parties frontales, parties loin en avant peuvent être coupées de leurs origines.

Un réajustement isostatique, corrélatif à l'effondrement padan, peut être envisagé comme une surrection ultime mineure du massif en un bombement qui accuse la symétrie de ses terminaisons septentrionales et méridionales, et les failles bordières orientales. L'érosion va immédiatement s'installer sur ce bâti, en se calquant d'ailleurs sur les structures qui viennent d'être construites.

Dans un tel schéma, on ne peut que souligner l'échec du cylindrisme tectonique de type argandien, et il est même possible de conclure que l'image proposée rend vaine toute recherche de synthèse à l'échelle de la chaîne alpine, du moins si l'on tient compte des détails. Quant à la zonéographie du métamorphisme d'âge alpin, on est bien obligé d'admettre la complexité de son évolution. Elle apparaît en effet soumise au développement successif de multiples serrages et écaillages qui remettent constamment en question l'équilibre des paragenèses minérales qui vient tout juste de s'établir. Ces phases successives d'un même cycle métamorphique peuvent même aller jusqu'à simuler un polymétamorphisme. Ce serait retomber dans un autre "cylindrisme" que de vouloir imposer une limitation trop rigide aux zones de ce métamorphisme syntectonique.

PREMIERE PARTIE

ANALYSE PETROGRAPHIQUE

=====

PREMIERE PARTIE - ANALYSE PETROGRAPHIQUE
=====

I - LES GRANDS ENSEMBLES

A - Définitions

B - Localisation et extension des divers ensembles

- 1) L'ensemble des calcschistes
- 2) L'ensemble de Sampeyre
- 3) L'ensemble de Dronero
- 4) L'ensemble graphitique de Pinerolo
- 5) L'ensemble des gneiss glanduleux

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DES CALCSCHISTES

A - Les différents faciès

1) Principaux faciès constituant l'ensemble des calcschistes

- a) Les calcschistes
- b) Les micaschistes quartzitiques
- c) Les roches vertes
- d) Les marbres
- e) Les quartzites
- f) Les faciès accessoires

2) Rapports mutuels des différents faciès

- a) Rapports entre calcschistes et roches vertes
- b) Rapports des calcschistes avec les marbres et les quartzites

3) Rapports de l'ensemble des calcschistes avec les gneiss

B - Pétrographie

1) Les calcschistes

- a) Le faciès banal
- b) Les faciès accidentels

2) Les micaschistes quartzitiques

3) Les roches vertes

4) Les marbres

- a) Les faciès peu recristallisés
- b) Les marbres cristallins et leurs minéraux
- c) Les marbres de la Varaita

5) Les quartzites

- a) La "Bargioline"
- b) Les faciès massifs

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble des calcschistes. Discussion des observations

1) La série initiale

2) Les recristallisations d'âge alpin. Un schéma de l'évolution pétrogénétique

3) Interprétation génétique

III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DE SAMPEYRE

A - Les différents faciès

1) Principaux faciès constituant l'ensemble de Sampeyre

2) Rapports de la formation de Sampeyre avec les autres ensembles

B - Pétrographie

1) Nature du mica de l'ensemble de Sampeyre

2) Les quartzites micacés

3) Les quartzites conglomératiques

4) Les micaschistes

5) Les faciès accessoires

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble de Sampeyre

1) Les sédiments initiaux

2) Les recristallisations

IV - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DE DRONERO

A - Les différents faciès

1) Principaux faciès constituant l'ensemble

- a) Les faciès détritiques fins et micaschisteux clairs
- b) Les gneiss fins
- c) Les "porphyroïdes arkosiques" ou gneiss de Luserna
- d) Les porphyroïdes granophyriques

2) Gisements des différents faciès en présence

- a) Rapports mutuels des différents faciès
- b) Gisement de l'ensemble de Dronero

- Relations de l'ensemble de Dronero avec l'ensemble graphitique de Pinerolo
 - Truc Lausa
 - Vallée du Sangone
- Relations de l'ensemble de Dronero avec l'ensemble des gneiss glanduleux
 - La discordance du Colle Clapier
 - Les coupes de Montoso

B - Pétrographie

1) Les porphyroïdes arkosiques

- a) Les gneiss de la vallée de Luserna
- b) Les autres gisements de porphyroïdes arkosiques
- c) Les faciès accessoires
- d) Conclusions partielles à l'étude des porphyroïdes arkosiques

2) Les faciès détritiques fins et les micaschistes argentés

- a) Nature du mica blanc des micaschistes argentés
- b) Les micaschistes et microconglomérats

3) Les porphyroïdes granophyriques

- a) Les faciès types de la région de Coazze
- b) Les autres gisements de porphyroïdes granophyriques
- c) Les faciès feldspathiques grossiers de l'ensemble de Dronero
 - Un essai d'interprétation
 - Le chimisme des roches en présence
 - Les transformations métamorphiques des porphyroïdes et le problème de leur origine

4) Les gneiss fins et les faciès charbonneux

- a) Les gneiss fins
- b) Les faciès accessoires et conglomératiques

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble de Dronero

V - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE GRAPHITIQUE DE PINEROLO

A - Les différents faciès

1) Description et rapports des principaux faciès constituant l'ensemble

- a) Les gneiss fins
- b) Les micaschistes
- c) Les conglomérats

2) Gisement de l'ensemble graphitique

B - Pétrographie

1) Les gneiss fins et les conglomérats

2) Les micaschistes

3) Les faciès accessoires. Le graphite

- a) Les roches exceptionnelles
- b) Les faciès "bordiers" ou de transition, de l'ensemble graphitique
- c) Le graphite

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble graphitique

VI - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DES GNEISS GLANDULEUX

A - Les différents faciès

1) Principaux faciès constituant l'ensemble

- a) Les gneiss amygdalaires
- b) Les gneiss ocellés homogènes de type Mont Freidour
- c) Les gneiss "dioritiques"
- d) Les gneiss fins et micaschistes
- e) Les "migmatites hétérogènes"
- f) Les gneiss granitoïdes
- g) Les faciès accessoires
 - Les faciès surmicacés
 - Les faciès "pegmatitiques" noduleux
 - Les amphibolites

2) Rapports mutuels des différents faciès et gisement de l'ensemble des gneiss glanduleux

B - Pétrographie

1) Les gneiss amygdalaires

- a) Les amygdales
- b) La trame gneissique

2) Les gneiss ocellés homogènes

- a) La masse du Freidour - Cugno Alpet
 - Les faciès équants
 - Les faciès de bordure des gneiss ocellés
- b) Le linéament gneissique Pô - Varaita

3) Les gneiss "dioritiques"

4) Les gneiss fins et micaschistes et les roches associées

- a) Le pôle micaschisteux
- b) Le pôle gneissique albitique
- c) Les roches associées
 - Les amphibolites
 - 1°) Les anciennes laves
 - 2°) Les faciès normaux
 - Les "migmatites hétérogènes"

5) Les gneiss granitoïdes et les faciès liés

a) Les sills du bas Pô et de la Varaita et leurs bordures micacées

- Le granite
- Les niveaux surmicacés
- Les "pegmatites" noduleuses
- Discussion des données pétrographiques

b) Le granite de Borgone - Vaie

6) Etude pétrochimique

- a) Les gneiss grossiers
- b) Le problème de l'albite

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble des gneiss glanduleux

VII - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GISEMENTS PARTICULIERS

La Rocca de Cavour

Les filons récents

VIII - CONCLUSIONS

"L'unique but de la plupart des voyageurs qui se disent Naturalistes, c'est de recueillir des curiosités ; ils marchent ou plutôt ils rampent, les yeux fixés sur la terre, ramassant çà et là de petits morceaux..."

H.B. de SAUSSURE (Voyage dans les Alpes
1779- 1796)

PREMIERE PARTIE - ANALYSE PETROGRAPHIQUE

=====

I - LES GRANDS ENSEMBLES

A - Définitions

Le terme "d'ensemble" a été précédemment défini comme une entité cartographiable, au moins à l'échelle du 1/100 000 ème qui est celle de la carte présentée avec cette étude. Elle est individualisée par son homogénéité lithologique due au métamorphisme ou aux roches originelles, ou bien par une suite de faciès difficilement dissociables. Le choix d'une telle unité pétrographique, à la définition assez lâche et de valeur uniquement relative a été imposée par les conditions particulières des associations de roches présentes dans le Massif Dora Maira.

On a pu distinguer essentiellement cinq grands ensembles :

- L'ensemble des calcschistes (*) ainsi dénommé en raison du faciès lithologique dominant.
- L'ensemble de Sampeyre, composé surtout de quartzites phylliteux qui affleurent particulièrement bien dans la région de Sampeyre dans le Val Varaita.
- L'ensemble de Dronero. De composition plus variée que le précédent, mais dont les séquences métamorphisées de matériel éruptif acide, mêlé de produits détritiques sont bien individualisées ; cet ensemble tire son nom des

(*) Calcschistes = micaschistes riches en calcite.

des crêtes séparant le Val Varaita du Val Maira où il affleure largement au-dessus de la petite ville de Dronero.

- L'ensemble graphitique de Pinerolo. Surtout bien développé dans la basse vallée du Chisone, il est particulièrement facile à reconnaître grâce à la présence presque constante de graphite dans les roches qui le constituent.

- L'ensemble des gneiss glanduleux, à composition assez variée de micaschistes, amphibolites, gneiss fins, toujours associés à des gneiss ocellés, plus ou moins grossiers ou hétérogènes. Le terme de "gneiss glanduleux" est un peu plus restrictif, on le verra, que celui de gneiss "ghiandoni", qui, pour les anciens, désignait tous les gneiss grossiers des massifs piémontais.

B - Localisation et extension des divers ensembles.

1) L'ensemble des calcschistes.

Sous leurs différents faciès : quartzites blancs peu micacés, micaschistes papyracés, dolomies plus ou moins marmorisées, calcschistes, prasinites et autres roches vertes, ces schistes cristallins forment l'essentiel de l'enveloppe du massif, sauf sur sa face orientale qui est immédiatement au contact des alluvions de la plaine du Pô. C'est justement en raison de leur nette individualité de texture et de composition, qui tranche sur les roches plus grossières et peu calcaires du Massif Dora Maira proprement dit, que B. GASTALDI a délimité jadis son "ellipsoïde" (voir p. 6).

Cet ensemble est donc relativement homogène bien qu'aux approches des ensembles gneissiques les calcschistes soient loin d'y être les éléments dominants.

Dans la partie nord du massif, le Val de Susa offre un inventaire complet de tous ces faciès : vers Avigliana-Piossasco, au débouché de la Dora sur la plaine, ce sont les roches vertes qui prédominent, alors que plus en amont vers Bussoleno ce sont les dolomies marmorisées. La masse du Rocciavre présente, quant à elle, un remarquable échantillonnage de roches vertes, allant des gabbros aux prasinites schisteuses. Dans toute la partie occidentale de la bordure du massif, prévalent les calcschistes avec quelques minces passées de marbres ou de quartzites et il en est ainsi jusqu'au niveau de la Germanasca, où, avec la masse du Viso, commencent à s'amonceler les roches vertes. Vers le Sud du massif, les calcschistes cèdent le pas aux quartzites et surtout aux dolomies qui constituent des masses considérables dans la vallée de la Maira.

A l'intérieur même du massif, au sein des gneiss divers, on retrouve de minces pincées de cet ensemble des calcschistes en longues bandes jalonnant presque toutes les vallées ou ceinturant de façon discontinue les crêtes qui séparent celles-ci. Un examen de la carte permet de se rendre compte de l'extension de ces pincées, véritable échantillonnage des roches de l'ensemble. Il est toutefois à remarquer que les pincées les plus orientales, donc les plus internes, sont plus communément constituées de roches calcaires et quartzitiques alors que les plus externes sont riches en calcschistes et roches vertes. Mais c'est loin d'être une règle. Ainsi la pincée de Sanfronte, longeant les basses collines de la rive droite du Pô, est surtout constituée de quartzites et de dolomies marmorisées vers l'aval, tandis qu'en approchant de Calcinere, avec les dolomies apparaissent aussi des roches vertes. De même la pincée du Frioland surtout calcschisteuse devient essentiellement quartzitique et dolomitique dans ses diverticules du Val Luserna. Le cas est identique pour les pincées de calcschistes du Nord de Sampeyre qui vers Gilba se diversifient en des pincées quartzito dolomitiques.

La masse de ces pincées est infime par rapport à celle de l'enveloppe occidentale du Massif Dora Maira. Mais, on le verra, les roches de cet ensemble des calcschistes, très faciles à distinguer sur le terrain, jouent un rôle considérable dans l'architecture régionale.

2) L'ensemble de Sampeyre.

Formé essentiellement de quartzites phylliteux localement conglomératiques et de micaschistes verdâtre-nacré,

cet ensemble n'occupe pas une place considérable dans le massif. Au Sud de Sampeyre, la base du Mont Rastcias est constituée par des roches appartenant à cet ensemble et il en est de même pour toute la montagne de Garitta Nuova. Ailleurs, on en retrouve les faciès associés à ceux de l'ensemble des calcschistes dans les pincées au sein du massif ou à la base de leur masse périphérique. Dans ce cas l'ensemble de Sampeyre peut localement prendre de l'extension, mais ses faciès y sont fréquemment liés à ceux de l'ensemble de Dronero et il est souvent difficile de les en séparer.

3) L'ensemble de Dronero.

Cet ensemble complexe formé de schistes cristallins affectant souvent l'aspect de gneiss plus ou moins ocellés qui dérivent surtout de formations détritiques (fins conglomérats, arkoses, etc...) et de roches éruptives acides ou de leurs tufs, occupe de vastes étendues. Tout l'arc des montagnes du Nord de Dronero jusqu'à Sampeyre et un peu au Nord de cette localité en est constitué. Plus au Nord encore, la masse du Mont Bracco et la zone compliquée de Montoso-Val Luserna appartiennent à cet ensemble. La vallée du Sangone et une partie appréciable des montagnes qui la dominent au Nord sont taillées dans des gneiss appartenant à cet ensemble. Enfin une mince bande dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres et qui se prolonge à la base des montagnes constituées par l'ensemble des calcschistes depuis le Rocciavre jusqu'au Pellice, est formée par des roches qui appartiennent à l'ensemble de Dronero.

Certes, on le verra, il y a de fortes variations dans les épaisseurs et les faciès de cet ensemble du Nord au Sud du massif ; il n'en constitue pas moins, pour la compréhension de l'édifice tout entier, un des ensembles les plus importants.

4) L'ensemble graphitique de Pinerolo.

Il s'agit certainement de l'ensemble le plus facile à individualiser car les roches qui le constituent sont toujours noircies par une quantité souvent appréciable de graphite : n'a-t-on pas autrefois activement exploité ce minéral dans la région du bas Chisone ? C'est précisément là que les faciès de cet ensemble sont le mieux développés. Ils forment une vaste masse émettant des diverticules ténus au sein des roches avoisinantes, en particulier sous le Mont Freidour et jusque dans la vallée du Sangone. Vers le Sud, après une courte interruption au niveau du Pellice, les roches graphitiques se retrouvent au pied occidental du Mont Bracco et, en de longues bandes anastomosées, le long de la rive droite du Pô.

Grâce à cette teinte et à ses caractéristiques sédimentaires et structurales (présence de beaux conglomérats étirés dans la basse Germanasca) cet ensemble se trouve être l'un des meilleurs repères du Massif Dora Maira.

5) L'ensemble des gneiss glanduleux.

Cet ensemble est le plus complexe de tous. Sa composition lithologique fort variée, où des micaschistes lardés de niveaux amphiboliques voisinent avec des gneiss fins, paraît toutefois unifiée par la présence fréquente de gneiss ocellés, plus ou moins grossiers. Ceux-ci peuvent constituer des masses importantes, mais également être irrégulièrement répartis dans la trame micaschisteuse plus fine. Quoi qu'il en soit, l'individualisation de cet ensemble, directement sur le terrain, est souvent délicate et l'étude pétrographique trouve ici son plein emploi pour aider à la distinction de ses faciès. De cette façon, deux grandes masses principales de l'ensemble des gneiss glanduleux ont pu être délimitées. Une masse méridionale forme l'ossature des montagnes de la Gilba, entre Varaita et Pô, et se poursuit jusqu'au Nord du Pellice dans les montagnes du Vandalino et du Val d'Angrogna, par l'intermédiaire des contreforts du Frioland, au-dessus du Val Pô. La masse septentrionale, quant à elle, constitue l'essentiel des montagnes au Nord du Chisone, dans la région du Mont Freidour et du Cugno Alpet. Mais, outre ces grandes masses, au sein des autres faciès, existent des unités dispersées dont les roches appartiennent à l'ensemble des gneiss glanduleux. Un examen de la carte permet de distinguer facilement ces éléments éparpillés en un désordre qui n'est qu'apparent.

Les roches appartenant à cet ensemble constituent donc selon l'expression de R. BLANCHARD, les "piliers" orographiques du Massif Dora Maira. Leur étude géologique va montrer qu'elles en forment également les fondations.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DES CALCSCHISTES.

L'étude de cet ensemble, surtout développé dans les régions limitrophes du Massif Dora Maira proprement dit, n'entre pas nécessairement dans le cadre précis et limité de ce travail. Cependant, au cœur des ensembles gneissiques affleurent de longs linéaments de roches appartenant à l'ensemble des calcschistes qui, de ce fait, s'intègrent parfaitement dans l'étude des schistes cristallins du massif. De plus, les calcschistes se situent pour leur plus grande part, au sommet de l'édifice. Aussi, leurs faciès et paragenèses minérales vont fournir un repère des conditions de recristallisation qui ont présidé à l'élaboration des roches de ces parties hautes. Enfin, comme l'appartenance de cet ensemble au Mésozoïque a été démontrée par les études paléontologiques antérieures (S. FRANCHI, 1896, A. MICHARD, 1961, 1962), on doit penser que l'évolution de ces formations est uniquement et nécessairement d'âge alpin. Il est donc permis d'étalonner ici à un niveau élevé, les effets du métamorphisme lié à cette période orogénique et, partant, d'avoir la possibilité de suivre son évolution dans les ensembles sous-jacents et ses interférences avec d'éventuelles paragenèses préexistantes.

A - Les différents faciès.

On a groupé dans l'ensemble des calcschistes un grand nombre de roches dont les affinités pétrographiques sont souvent loin d'être évidentes. Des faciès détritiques micacés et fins (quartzites blancs et micaschistes) cohabitent en effet avec des calcaires plus ou moins micacés et des roches éruptives basiques. Mais, tous ces faciès présentent d'abord l'originalité d'être souvent associés sur le terrain, ensuite d'appartenir tous, (des études paléontologiques dans des régions voisines l'ont bien prouvé) à une période initiale de dépôt qui s'étend au moins du Trias au Jurassique supérieur. S'il n'est pas exclu que dans ce regroupement se rencontrent des "calcschistes", ou des roches en ayant tous les caractères pétrographiques, appartenant à des niveaux stratigraphiques plus récents ou plus anciens, jamais jusqu'alors la découverte de fossiles n'est venue le prouver. Aussi, en se basant sur les seuls critères de la lithologie, a-t-on préféré le choix de cette vaste association où les micaschistes calciteux dominent, car elle a le mérite d'être descriptive de séquences reconnues homogènes.

1) Principaux faciès constituant l'ensemble des calcschistes.

a) Les calcschistes.

C'est le terme de référence le plus commun de l'ensemble. Le paysage des régions calcschisteuses, aux formes molles, recouvertes d'herbages, parsemées de mélèzes ou de châtaigniers, selon l'altitude, est éminemment caractéristique, mais dévoile mal ses constituants au géologue. Il faudra à celui-ci parcourir les régulières cuestas à regard est, ou les grands arrachements des innombrables glissements de masses plus ou moins volumineuses, pour appréhender la roche en place. Il s'agit d'un matériel très feuilleté, se délitant facilement et de couleur généralement sombre. Brunes-violacées ou franchement noires, ces roches contiennent toujours une proportion non négligeable de matière charbonneuse. Les phyllites sont aussi abondantes et les plans de débit des calcschistes sont souvent lustrés, ce qui a permis de leur donner le nom de "Schistes lustrés" vocable sous lequel on les désigne couramment. Mais cet aspect lustré n'est pas toujours remarqué. Trop souvent les agents atmosphériques ont détruit sur une croûte assez épaisse la texture de micaschiste normalement offerte par la roche fraîche. Effectivement, la calcite toujours bien représentée dans ces calcschistes, est fréquemment superficiellement dissoute. Aussi, à l'affleurement, la masse rocheuse prend un aspect scoriacé ou, par suite de son feuilletage, analogue à celui de morceaux de bois pourri dont elle a souvent aussi la consistance. Il se peut également, selon les lieux, que les minéraux carbonatés constituent des lits. On a alors des alternances rubanées centimétriques de calcaire cristallin et de niveaux plus phylliteux imprégnés préférentiellement de matière charbonneuse. Ce sont ces caractères qui confèrent aux éboulis de calcschistes l'aspect sale et désordonné de crassiers de pays minier.

Les calcschistes peuvent ainsi être considérés comme des micaschistes calcaireux et ampélitiques où suivant les endroits s'individualisent des niveaux de calcaires phylliteux ou des masses plus phylliteuses : chloritoschistes et séricitoschistes. Il ne faudrait pas omettre, au sein de ces alternances, les fréquents filonnets de quartz ou de calcite souvent fort contournés.

b) Les micaschistes quartzitiques.

Intimement liés aux calcschistes et y passant graduellement en se chargeant de calcite, existent des horizons plus clairs, lenticulaires et de faible épaisseur, où les minéraux carbonatés ne sont représentés que par des taches sporadiques, rouillées. Par ailleurs, les composants sont ceux des calcschistes : phyllites verdâtres et luisantes, quartz et, souvent en moindre quantité, matière charbonneuse. Il s'agit de véritables micaschistes, très feuilletés et également très souvent à aspect noduleux : de petites amandes, ne dépassant pas deux ou trois centimètres, concentrent tous les éléments colorés de la roche. A l'affleurement, les nodules paraissent constitués de chlorite et de matière charbonneuse.

Selon la proportion relative de phyllites et de quartz, ces micaschistes peuvent localement passer à de véritables quartzites.

c) Les roches vertes.

En grandes masses, formant de vigoureux reliefs ou en fines lamelles discontinues lardant les micaschistes, ces roches tranchent par leur couleur sur les masses de l'ensemble. Ce sont les ophiolites, avec tout le cortège de leurs faciès variés : prasinites, serpentinites, gabbros, amphibolites plus ou moins schisteuses, etc... Elles n'ont pas été étudiées de façon détaillée et c'est pourquoi toutes ces variétés restent groupées sous ce vocable très général.

d) Les marbres.

Les faciès que regroupe ce terme sont parfois de véritables calcaires cristallins, très fins ou phylliteux, blancs ou rosés et à grain régulier. En masses importantes, jamais lités ou fort grossièrement, ne contenant jamais d'intercalations micaschisteuses, ils se distinguent fort bien par leur couleur et leur mode de gisement des rubanements de calcaires cristallins liés aux calcschistes. Mais on retrouvera aussi d'autres roches qui n'ont du marbre que la composition carbonatée : dolomies sableuses, peu ou pas recristallisées, dolomies massives, grises ou beiges, ou rubanées en lits de coloration variée. Ces faciès, où se rencontrent sporadiquement des nodules plus ou moins volumineux de calcite en cristaux volumineux, sont fréquemment associés, à des niveaux épars, ou plus continus, de cargneules micacées et cavernueuses, pouvant localement devenir pulvérulentes et sableuses. Toutes ces roches s'accompagnent et peuvent ainsi se regrouper facilement, mais si elles prennent une grande signification dans l'organisation tectonique du massif, jamais elles n'occupent un volume considérable.

e) Les quartzites.

Il en est de même pour les quartzites qui sont souvent associés aux marbres. Blancs légèrement verdâtres, ou blonds, ce sont des roches qui se présentent sous deux faciès principaux : en masses, peu lités, à la stratification soulignée par de fins niveaux micacés luisants et verdâtres, ou, au contraire, sous forme de bancs qui se débitent en dalles fines (bargioline) grâce à une proportion importante de micas. L'origine gréseuse de ces roches ne fait pas de doute : elles sont en effet très couramment parsemées de niveaux plus grossièrement détritiques à galets et dragées de quartz blancs et rosés. Les éléments détritiques initiaux pouvaient cependant être plus fins, car il n'est pas rare de rencontrer au sein des quartzites des niveaux de micaschistes clairs, papyracées, dont l'aspect est voisin à la fois de celui des niveaux de micaschistes quartzitiques des calcschistes et de ceux de l'ensemble de Sampeyre.

f) Les faciès accessoires.

Ils sont rares et peuvent être considérés comme des accidents des autres faciès. Ainsi en est-il des micaschistes à grenat et albite, dont les lentilles, insolites de prime abord, parsèment quelques niveaux de calcschistes. Il en est de même des cargneules et marbres dolomitiques à dragées quartzieuses rosées ou glomérules gréseux, des dolomies silteuses à "phénocristaux" arrondis de calcite, qui peuvent passer pour des restes d'encrines. Les micaschistes, plus sombres, où au milieu des constituants classiques se laissent reconnaître de sporadiques paillettes de biotite brun rougeâtre, en sont un autre exemple.

Jamais de tels faciès ne prennent de l'importance et il est toujours facile de s'apercevoir qu'il s'agit de niveaux particuliers des masses encaissantes avec lesquelles d'ailleurs tous les passages graduels existent.

2) Rapports mutuels des différents faciès.

L'examen de l'aspect macroscopique des différents faciès de l'ensemble des calcschistes a déjà permis d'entrevoir pour certains d'entre eux des relations intimes. Ainsi est-il difficile de dissocier des faciès calcschisteux bon nombre de micaschistes non calcareux mais quartzitiques. Mais entre les trois grands groupes de faciès, calcschistes, quartzites ou marbres, roches vertes, les relations sont souvent plus complexes.

a) Rapports entre calcschistes et roches vertes.

Les roches vertes apparaissent souvent dans les calcschistes de façon brutale, soit en bancs continus, soit sous forme de corps allongés en lentilles d'envergure décamétrique ou métrique. Il n'est généralement pas possible de distinguer si ces roches interviennent à un niveau privilégié des calcschistes, car des déformations liées à des recristallisations transforment totalement les suites normales. Les nombreux petits plis que l'on étudiera plus loin rendent évidente cette déduction. Un raisonnement identique permettra également de douter que les alternances répétées de calcschistes et de roches vertes souvent rencontrées, sont en succession normale. Il s'ensuit que les divers faciès de roches vertes qui vont des amphibolites aux schistes amphiboliques très feuilletés et souvent talqueux, en passant par tous les intermédiaires des prasinites, serpentinites, etc... peuvent aussi s'interpréter comme les variations d'une roche initiale identique remodelée par les recristallisations syncinématiques. Il est donc possible d'assurer que les calcschistes sont couramment associés de façon intime à des roches vertes, mais il est absolument impossible de préciser à quel niveau (ou même s'il existe un tel niveau) apparaissent les formations basiques. Le fait que ces dernières puissent reposer localement, sans aucun intermédiaire, directement, sur les ensembles gneissiques confirme ce point de vue. De cette façon, l'utilisation au moins dans le cadre de cette étude des seules roches vertes comme jalon structural, ne peut guère être envisagé. La masse des calcschistes avec ses ophiolites doit être considérée dans sa totalité. Il reste qu'au sein du Massif Dora Maira les grands linéaments de l'ensemble des calcschistes, que nous verrons être les traces des grandes sutures tectoniques, pourront être soulignés par l'un ou l'autre de ses différents faciès. Dans ce cas roches vertes ou calcschistes reprennent, même isolés les uns des autres, leur valeur de jalon structural.

b) Rapport des calcschistes avec les marbres et les quartzites.

Ce problème se présente de tout autre façon. En effet malgré les recristallisations et les déformations, les faciès carbonatés ou quartzitiques qu'ils soient ou non recristallisés, sont le plus généralement présents à la base relative des calcschistes, et, plus précisément, entre les calcschistes proprement dits et les ensembles gneissiques. Soulignons cependant qu'entre schistes lustrés et gneiss le liseré marmoréo-quartzitique n'est pas toujours présent.

R. MICHEL sur les pourtours du Grand Paradis, et antérieurement, S. FRANCHI, dans bien des points des Alpes franco-italiennes ont bien montré qu'il existait souvent un passage continu entre les niveaux marmoréo-dolomitiques et les calcschistes qui les surmontent. C'est généralement ce que l'on peut constater aussi dans la région envisagée ici chaque fois que les faciès calcschisteux se trouvent au contact des marbres. Cela se vérifie

aussi bien sur les bordures du Massif Dora Maira que dans les pincées internes. Il est cependant bien difficile de choisir là ce qui revient à une progressive suite sédimentaire normale ou à une homogénéisation métamorphique.

La relation entre quartzites et marbres est plus complexe. S'il ne faut pas exclure la présence d'un hiatus tectonique entre ces deux faciès, leur presque constante association, et aussi leurs analogies avec les séries triasiques de type briançonnais voisines, permettent de penser que l'on se trouve en présence d'une série stratigraphique fort comparable. Aussi peut-on considérer qu'à la base de la masse mésozoïque des calcschistes à ophiolites prend place, dans la région du Massif Dora Maira, une série à faciès briançonnais d'âge triasique.

Il faut alors penser que chaque fois que les faciès quartzitiques voisinent directement avec les faciès calcschisteux, ce qui n'est pas rare, et non seulement dans les pincées internes, cette association est due aux intenses déformations subies. On doit, de même, se poser la question de savoir si lorsque marbres et quartzites manquent entre calcschistes et gneiss, la raison n'en est pas également tectonique. Avec R. MICHEL on peut penser que les formations triasiques du pourtour du massif sont loin d'avoir partout les mêmes puissances et faciès (des faciès calcschisteux pourraient être triasiques) et peuvent même localement manquer. Il est particulièrement frappant de constater en effet dans la région du Val de Susa, et encore plus, au Sud du massif dans les vallées de la Maira et de la Grana, que le Trias prend un développement considérable sous ses faciès calcaréo-dolomitiques. Au contraire, entre le Pô et les montagnes de Rocciavre, ce Trias paraît d'épaisseur réduite, ou n'existe même pas. Il est possible d'admettre que ces variations d'épaisseur sont uniquement dues à d'intenses laminages, mais il paraît difficile de voir dans des chapelets de lentilles métriques la simple réduction mécanique des séries triasiques de plusieurs centaines de mètres de puissance.

3 - Rapports de l'ensemble des calcschistes avec les gneiss.

Les ensembles gneissiques qui constituent le Massif Dora Maira se situent toujours au-dessous de l'ensemble, réputé mésozoïque, qui l'enveloppe presque de toutes parts. Dans ces masses toutes métamorphisées, les déformations contemporaines des recristallisations apportèrent des complications qui ne sont pas toujours très apparentes. L'analyse structurale montrera qu'une bonne partie des évolutions cristallines syncinématiques sont dans tous les cas identiques et synchrones, aux différences de paragenèses métamorphiques près. Cela explique qu'on puisse envisager ici, aussi bien les masses calcschisteuses du pourtour du massif que les pincées internes. Celles-là apparaissent comme une couverture relative des gneiss alors que celles-ci prennent la signification de synclinaux pincés en leur cœur. Ce n'est pas encore le moment de discuter la question débattue plus loin, de savoir si cette couverture est véritable et autochtone ou au contraire rapportée. Quoi qu'il en soit cette enveloppe est beaucoup plus laminée dans les pincées internes. Il en résulte qu'aux épontes de ces dernières, où alternent en désordre des lentilles étirées de toutes les roches de l'ensemble des calcschistes, les gneiss vont se trouver au contact de n'importe quel faciès. Les marbres dolomitiques seront souvent écrasés et cargneulés, les quartzites laminés et dissociés en amandes, noyées dans une trame calcareuse, les roches vertes seront réduites à des feuillets sinueux s'effilant dans les calcschistes froissés et fendillés. Les gneiss, plus résistants, sont indemnes de laminages apparents ou, au contraire, sont extrêmement feuilletés. Ils viennent au contact des faciès de l'ensemble mésozoïque, de façon brusque et tranchée, mais sans qu'on puisse déceler de discordance dans l'orientation des foliations.

Sur les lisières du massif, les rapports sont généralement plus calmes si l'on fait abstraction des pincées synclinales qui doublent souvent le contact majeur en ce que nous nommerons les "écaillés occidentales". Nous avons discuté plus haut le problème de la continuité et de l'épaisseur des formations triasiques à la base de l'ensemble des calcschistes. Il faut constater ici que, sur tout le pourtour méridional du massif, jusqu'au niveau du Pô, ce sont toujours les quartzites et marbres dolomitiques qui viennent au contact des gneiss. La puissance des masses triasiques va d'ailleurs en s'amenuisant lorsque l'on se dirige vers le Nord. Le plus souvent, ce sont les quartzites, blancs, peu micacés, localement conglomératiques, qui surmontent les ensembles propres du Massif Dora Maira. Le passage progressif de ces sédiments détritiques à l'ensemble de Sampeyre lui-même détritique, mais plus riche en minéraux phylliteux, est remarquable. C'est là que les continuités entre gneiss et masse des Schistes lustrés, naguère invoquées par S. FRANCHI, peuvent le mieux s'observer. Vers le haut, les marbres et dolomies triasiques

se poursuivent par les calcschistes ; vers le bas, les quartzites attribuables au Werfénien passent aux micaschistes et gneiss détritiques du "Massif cristallin". Plus au Nord, et jusqu'à la vallée de Susa, sans que l'on puisse assurer ce qui revient aux laminages ou aux sédiments initiaux dans l'aspect du contact, tous les faciès de l'ensemble des calcschistes peuvent reposer sur les gneiss. Il est utile de noter que les niveaux triasiques se rencontrent parfois, mais sont toujours très minces. Absents contre le substrat ancien, ils ne se retrouvent pas plus ou sont exceptionnels dans la masse des calcschistes plus occidentaux. Le plus souvent, ce sont les calcschistes ou les roches vertes qui reposent directement sur un ensemble qui est presque toujours celui de Dronero, représenté par des faciès arkosiques localement détritiques : les gneiss Clapier. Ces roches sont fréquemment froissées et laminées ; de grandes diaclasses, voire des failles peuvent également hacher le contact. De toutes façons, la différence de cristallinité entre les masses impliquées n'est jamais importante ; seule la nature des constituants pourrait le laisser croire. Malgré une lithologie dissemblable, l'étude des paragenèses minérales montre que l'ensemble des calcschistes comme ceux des gneiss subissent des remaniements minéralogiques identiques.

Au total, l'examen des rapports entre ensemble des calcschistes et ceux des gneiss du Massif Dora Maira tend à faire penser que ni le hiatus de sédimentation ni surtout le saut de cristallinité ne sont grands entre ces deux masses. Il est certain que les déformations jouent un grand rôle dans l'aspect pris par les contacts, mais on peut se demander si les laminages sont les seules raisons qui doivent expliquer la relation directe de tel ou tel autre faciès des calcschistes avec les gneiss.

B - Pétrographie.

1) Les Calcschistes.

a) Le faciès banal.

Le faciès banal des calcschistes peut être pris en bien des points : l'homogénéité de ces roches est remarquable. Il répond en général à la composition moyenne suivante :

quartz	20 à 25%
carbonates (calcite et ankérite)	35 à 50%
phengite (et plus rarement micas colorés)	20 à 25%
chlorites	5 à 10%
minéraux accessoires (épidotes, grenats, tourmaline, chloritoïde, apatite, albite, produits charbonneux, limonites)	5 à 10%

Le quartz ou la calcite peuvent prendre plus d'importance. Dans ce cas, on est en présence de lits minces ou de septa, atteignant bien rarement la puissance du mètre, de micaschistes quartzitiques ou de marbres phylliteux.

Un exemple typique des calcschistes banaux peut être pris dans les croupes surplombant le village d'Oncino, au Sud de Crissolo (Val Pô).

L'étude microscopique montre que la calcite constitue un damier régulier, granoblastique, de cristaux isogranulaires très peu orientés. Ça et là, généralement par lits minces, au sein de la calcite interviennent quelques cristaux de carbonates qui se différencient de la calcite par d'innombrables inclusions limonitiques. Il s'agit d'ankérite.

Le quartz forme rarement des lits continus et se présente sous forme de cristaux plus petits que ceux des carbonates, arrondis et peu dentelés. Lorsqu'il s'amasse en petites lentilles, le contour des différents individus peut devenir plus compliqué et, au sein de l'agrégat, sont souvent inclus des paillettes micacées ou des cristaux de calcite. Il est évident que dans ce cas le quartz a recristallisé, mais ailleurs il est

possible de se demander s'il ne s'agit pas de granules détritiques. Signalons la présence en un ou deux points de cristaux d'albite (An 5) non maclés intimement associés aux quartz.

Les minéraux phylliteux, épars ou rassemblés en lits minces peu continus, confèrent à la roche tout son feuilletage. En fines paillettes, rarement flexueuses, souvent à bords nets, légèrement verdâtres, parfois entrelacées, il s'agit de phengite. Les clivages du mica sont fréquemment soulignés par des inclusions ferrugineuses qui forment parfois de petits amas opaques aux abords des files de lamelles micacées. Ces produits ferrugineux sont généralement associés à une fine poussière charbonneuse ; mais, par suite de la finesse même de cette poussière ils ne peuvent guère s'en différencier.

Epars dans la roche, se rencontrent quelques rares granules de zoïsite et de sphène. Ils sont en faible quantité et ne paraissent pas se disposer suivant une règle définie par rapport aux autres minéraux, mais eux aussi sont fréquemment environnés de produits opaques (limonites et produits charbonneux).

Une telle composition paraît rappeler celle d'une marne comme d'ailleurs la plupart des travaux sur les schistes lustrés l'admettent. Le sédiment a subi des recrystallisations modérées dont la calcite et les micas sont le principal reflet. Mais, sporadiquement, dans ce faciès type surgissent des niveaux ou des lentilles qui montrent des paragenèses minérales légèrement différentes. Il est douteux que ces dernières traduisent toujours un autre climat de recrystallisation, mais probable, au contraire, qu'elles indiquent une composition originelle du sédiment un peu dissemblable à celle du type.

b) Les faciès accidentels.

- Les calcschistes à nodules.

Dans le cas général, les calcschistes sont des roches feuilletées où les seuls accidents sont des filonnets ou de petits amas, remplis sur eux-mêmes, de quartz ou de calcite. L'étude structurale montrera que ces exsudats, nés avec le début du métamorphisme de ces roches, sont des microplis conformes à la genèse syncinématique. En de nombreux cas, d'autres noyaux aberrants paraissent écarter la foliation des micaschistes calcifères. Ces petits amas ovoïdes, de 2 à 5 centimètres de long, aplatis dans le feuilletage, sont plus sombres que la masse encaissante : des agrégats localisés de matière charbonneuse ou de chlorite en sont la raison. Mais ces nodules se différencient en deux catégories : les uns sont constitués par des amas de baguettes d'apatite noyées dans la poussière charbonneuse, les autres sont des charnières gonflées de petits plis semblables, où se sont accumulées des chlorites associées aux classiques paillettes de phengite.

Les nodules à apatite sont rares. Sur la roche altérée ils sont généralement en relief et se dégagent facilement de leur gangue. On peut en rencontrer une certaine accumulation dans les bandes de calcschistes du Vallon Subiaschi au Nord de Bobbio Pellice (pentes nord est de la Costa Sandron). Il est vraisemblable que ces amas représentent les restes fossiles considérablement recrystallisés. Ici, cependant aucune structure organisée n'a pu être décelée, mais l'aspect général correspond tout à fait à celui qu'offrent les ammonites déterminables découvertes dans les calcschistes du Val Grana (Rocca La Bercia, au Sud du Monte Plum ; A. MICHARD et C. STURANI, 1964).

Les charnières nourries et gonflées en nodules ovoïdes sont beaucoup plus fréquentes, bien que disséminées sans règle apparente dans la masse banale des calcschistes. Un bon exemple peut en être pris dans les talus de la route nationale à Fenestrelle. Nous verrons plus loin qu'il s'agit de petits plis intrafoliaux dont l'évolution peut s'expliquer par des déplacements internes de matière lors de la recrystallisation syncinématique de la roche. Par ailleurs, il ne paraît pas que la composition du sédiment initial soit tellement dissemblable de celle des calcschistes habituels. Il est possible que ce faciès à nodules apparaisse surtout dans les zones plus intensément déformées, mais, dans l'état actuel des connaissances, rien ne vient confirmer cette hypothèse.

- Les calcschistes à fuchsite.

Ces calcschistes, du type banal ou à nodules, comportent intimement associées à la phengite, de fines paillettes de fuchsite qui colorent parfois en vert vif certains lits phylliteux. Le mica chromifère semble toutefois exceptionnel. Quelques niveaux en montrent les aspects caractéristiques dans le Val de Susa, entre cette ville et le village de San Giorio. La fuchsite paraît traduire la relation étroite déjà signalée qui existe entre les calcschistes et les roches vertes où l'on est en droit de rechercher l'origine du chrome.

- Les calcschistes à micas colorés.

La phengite, habituelle, ou la fuchsite plus exceptionnelle, sont colorées en vert plus ou moins pâle, mais les micas dont il est question ici sont d'une autre espèce. Il s'agit de biotite, dont les teintes, passant du vert d'eau au vert foncé, peuvent aller jusqu'à une nuance kaki qui elle-même atteint le brun-acajou. Il est important de signaler l'apparition de ces types de micas dans les calcschistes où ils se rencontrent très sporadiquement et de façon fortuite dans des échantillons dont ni la position géologique ou tectonique, ni l'aspect à l'affleurement ne permettraient de déceler la composition particulière. Dans les ensembles gneissiques, ces micas colorés se développent de façon plus régulière (A. MICHARD, 1962a ; C. BAHEZRE, R. MICHEL et P. VIALON, 1965), avec leur étude sera discutée leur signification ainsi que leur appartenance au groupe des biotites. Bornons-nous ici à signaler que ces biotites particulières se lient intimement, feuillet à feuillet, aux paillettes de phengite. On a pu en rencontrer dans quelques échantillons provenant du haut Val Pellice (aval de Villanova), de la région amont de Sampeyre (Val Varaita), des pincées du Val Carbonieri (Val Pellice) ou des pentes septentrionales du Rocciavre. L'observation de ces faciès a cependant été trop locale pour qu'il soit possible d'en tirer une règle de gisement. Il est néanmoins possible d'envisager que l'apparition de telles biotites prend la signification d'un indice de recristallisation plus poussée que seule une étude exhaustive des schistes lustrés pourra nettement mettre en lumière.

- Les calcschistes à grenats.

Partout les calcschistes peuvent sporadiquement contenir quelques grenats, mais ceux-ci semblent particulièrement abondants lorsque dans la roche la proportion de quartz s'accroît aux dépens de la calcite : on atteint alors les faciès de micaschistes quartzitiques. Les grenats, rosés, sont souvent bien automorphes et indemnes de cataclase, mais, le plus généralement, ils sont craquelés, étirés en amandes et ont perdu toute forme propre. Les fissures sont alors recimentées par du quartz ou par un feutrage micacé où alternent les feuillets de phengite, de biotite verte ou de biotite acajou. Comme dans les faciès précédents, ces structures paraissent indiquer des recristallisations plus poussées, mais aussi une évolution métamorphique assez complexe. Les grenats étirés et cassés pourraient être des minéraux précoces, ultérieurement remaniés en des phases de recristallisations successives sur lesquelles on reviendra (voir aussi J. GROLIER et P. VIALON, 1964).

Des exemples de tels faciès peuvent être trouvés en plusieurs points, les plus représentatifs se situent dans le haut vallon de Carbonieri (Val Pellice), sous le Rifugio Barbara (Grangie del Pis) ou dans le Val de Susa aux abords de Mattie.

On a tenté un tri des grenats des masses calcschisteuses. La purification de ce minéral, qui dans le cas choisi est parfaitement frais, automorphe et indemne de cataclase, s'est révélée délicate en raison de la petite taille des cristaux. Une analyse chimique du matériel obtenu a donné les résultats suivants :

22 AOÛT 2003

- 35 -

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Analyse n° 1 : Grenat des calcschistes quartzitiques du haut vallon des Carbonieri (sous les Grangie del Pis-Pellice). Echantillon P.V. 115. (Analyse nouvelle : B. USELLE, Grenoble 1965)

Si O ₂	45,10	La formule structurale du minéral, calculée à partir de ces données est la suivante :						
Al ₂ O ₃	11,55							
Fe ₂ O ₃	6,55							
Fe O	13,20							
Mg O	6,30			Si _{7,29}	O ₂₄			
Ca O	1,90			Al _{2,19}	Fe ³⁺ _{0,79}			
Na ₂ O	0,05	Mg _{1,52}	Fe ²⁺ _{1,78}	Ca _{0,33}	Mn _{2,10}	Na _{0,02}	K _{0,04}	
K ₂ O	0,20							
Ti O ₂	n.d.							
P ₂ O ₅	0,40	Ces résultats sont assez mal équilibrés. Cela est dû en partie à un tri défectueux (impuretés : quartz et mica) et aussi à la faible quantité du matériel analysé.						
Mn O	15,35							
H ₂ O +	-							
H ₂ O -	0,05							
total	100,65							

Malgré les imperfections de cette analyse les chiffres obtenus permettent de penser que le grenat des calcschistes représente vraisemblablement une solution solide de Spessartine (33%), Almandin (27%), Pyrope (23%) et Grossulaire-Andradite (17%). Il se différencie nettement des grenats des ensembles sous-jacents et en particulier des types almandins des micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux (voir p. 156). Si l'on tient compte de ce que la forte teneur en Mg est surtout le reflet de l'existence d'impuretés (micas), le grenat des micaschistes paraît surtout caractéristique du mélange Spessartine - almandin, minéral qui se rencontre couramment dans les faciès des Schistes verts (L. PREVOT et J.P. von ELLER, 1963).

- Les calcschistes à chlorite.

Dans ces roches, la phengite habituelle est moins bien représentée qu'à l'accoutumée. Les chlorites (surtout pennine, mais aussi clinocllore) apparaissent en plages ou en lits qui prennent la place d'aiguilles d'actinote, dont les formes se devinent en résidus très morcelés et chloritisés. Dans ces cas, le quartz est souvent très subordonné aux carbonates et phyllites. L'ankérite est fréquemment plus abondante que la calcite et toute la roche en prend une teinte plus sombre. De bons exemples de ces paragenèses peuvent être trouvés dans les calcschistes du Nord Ouest de Sampeyre, ou dans ceux des ravins de la Gorgia, près du sommet du Frioland. Il est logique de penser que ces roches trouvent leur origine dans des marnes alumino-ferrifères, probablement moins potassiques que dans le cas banal. Les associations typiques du faciès métamorphique des Schistes verts paraissent en outre indiquer par les relations amphiboles-chlorites que l'évolution de ces faciès a été compliquée de phases de cristallisations successives.

- Les calcschistes à chloritoïde.

Ces faciès sont relativement rares. Une zone où les calcschistes à chloritoïde (sismondine) ont pu être étudiés se trouve dans le ravin de la Gorgia près du Frioland. Là, les micaschistes calcifères sont chloriteux, mais, dans la tramé régulière, apparaissent de plus gros phénoblastes (0,1 à 0,2 mm) de sismondine automorphe, bleutée, souvent maclée, aux bordures corrodées. Ces cristaux sont souvent craquelés et cassés. Lorsqu'ils sont

en baguettes, dont la disposition primitive apparente devait être radiée, les différents éléments sont disjoints, morcelés et séparés par la mésostase calcaréo-phylliteuse. Celle-ci comporte toujours une importante proportion d'ankérite, de gros cristaux d'apatite et des nodules phengito-chloriteux où la pennine voisine avec de fines paillettes de biotite, brun acajou de néoformation. (voir p. 87 le problème de ces micas colorés et aussi C. BAHEZRE, R. MICHEL et P. VIALON, 1965).

Il faut penser que la basse teneur probable en K_2O du sédiment initial, qui a donné un tel calcschiste, est compensée par une proportion plus importante en alumine et oxydes de fer. Mais il est également possible que cette paragenèse à chloritoïde-chlorite-phengite-biotite acajou soit révélatrice d'un métamorphisme de degré un peu plus élevé que la normale des calcschistes. Cette observation rejoint celles qui ont pu être notées dans le cas des calcschistes à grenats ou à micas colorés et chlorites.

- Les calcschistes à minéraux accessoires.

La tourmaline, jaune verdâtre ou bleutée, la zoïsité, l'apatite, sont des minéraux qui peuvent localement former de petits agrégats dans les calcschistes. Mais, le plus généralement, ils sont très dispersés et n'entraînent pas l'existence de masses particulières remarquables.

- Les calcschistes charbonneux.

La matière charbonneuse peut, par contre, devenir un constituant important de certains niveaux de calcschistes. Dans la plupart des cas, ces roches sont noirâtres et peuvent tacher les doigts ; mais il existe des régions où la matière organique pulvérulente imprègne toute la roche au point de cacher tous les autres constituants. Alors, elle peut aussi former des agrégats uniquement formés de poudre charbonneuse onctueuse, qui se débitent en fines lamelles ternes. Un grand nombre d'horizons de calcschistes affleurant entre Varaita et Maira, au Sud de Sampeyre, sont dans ce cas. Cette poudre charbonneuse est, selon toute vraisemblance le produit de la transformation et de la ségrégation de la matière organique qui imprégnait les marnes ampélitiques originelles. Il est généralement admis que les recrystallisations ont conduit la carbone amorphe à un état cristallin imparfait et les poussières noires des calcschistes sont habituellement qualifiées d'anthracites ou de graphitoïdes. Or, sur des nodules charbonneux des calcschistes prélevés aux environs de Stroppa (Val Maira) un radiogramme Debye-Scherrer montre qu'il s'agit en fait de graphite (voir fig. 3). Toutes les réflexions cristallographiques caractéristiques du graphite sont présentes sur ce diagramme. En outre si l'on compare les résultats obtenus ici avec ceux donnés par le graphite de l'ensemble de Pinerolo exploité dans le bas Chisone, on s'aperçoit que les raies sont tout à fait identiques. Il faut donc penser que les conditions qui présidaient aux recrystallisations subies par les calcschistes étaient suffisantes pour permettre l'organisation du carbone amorphe en graphite.

Les travaux de L. CAPDECOMME (1950) et de R. FEYS (1957) tendent à démontrer que la graphitisation des charbons n'est pas seulement due à une élévation de température mais aussi, corrélativement, au développement de pressions et de glissements. Il est bien évident que dans les régions étudiées ici le métamorphisme n'a pas été engendré par des élévations de température de l'ordre de $2000^{\circ}C$. que demande le graphite pour se former au laboratoire. Si, dans la masse des calcschistes, il existe souvent des roches vertes intrusives, on peut douter qu'elles aient eu ici l'action de contact que l'on a pu invoquer pour la graphitisation des charbons briançonnais (R. FEYS, op. cit. p. 117). Il faut donc penser que les pressions liées aux épisodes métamorphiques subis par les roches de l'ensemble des calcschistes (qui sont fortes, si l'on en croit le critère donné par exemple par le chloritoïde ou la phengite, minéraux de hautes pressions et de températures modérées) associés à l'élévation de température concomitante et à l'action de fluides divers, comme la vapeur d'eau, ont été suffisantes pour créer le graphite dans ces niveaux.

Il s'ensuit que dans le cadre qui nous occupe ici, le seul métamorphisme régional d'épizone de haute pression et de basse température, traduit par des paragenèses du faciès métamorphique des Schistes verts, a pu entraîner la constitution de graphite, sans qu'il soit utile d'invoquer l'action d'un métamorphisme de contact supplémentaire.

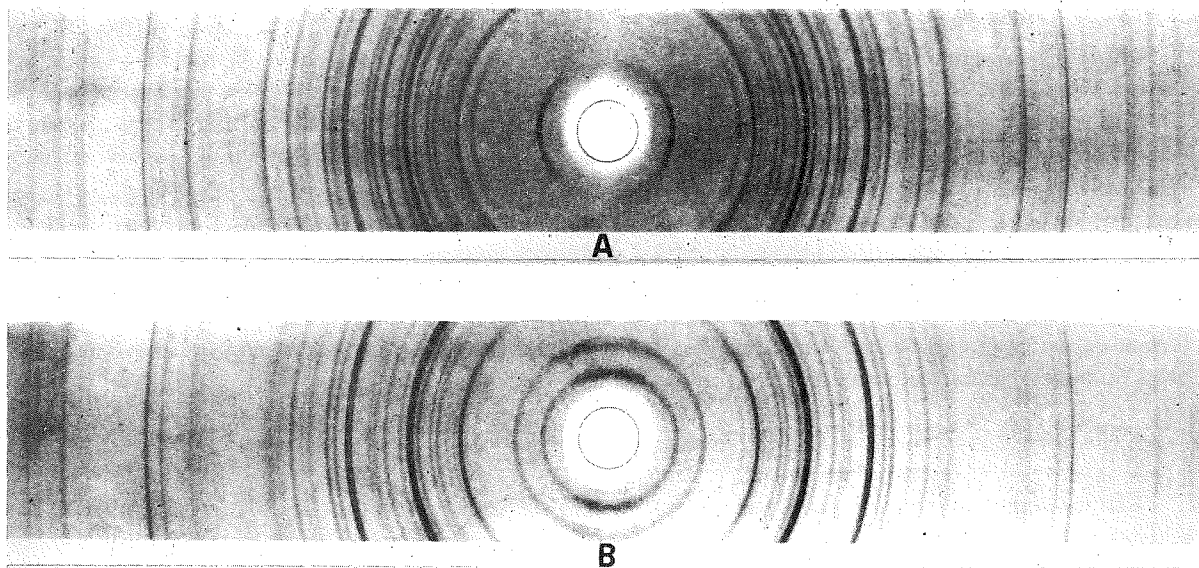


Fig. 3 - Radiogrammes Debye-Scherrer
 A. Graphite des calcschistes (Stroppio)
 B. Graphite des Mines d'Icla (Chisone)

2) Les Micaschistes quartzitiques.

Ainsi qu'on l'a vu plus haut, il s'agit là de faciès particuliers, intimement liés aux calcschistes auxquels ils passent en toute continuité : ici, le quartz devient prédominant et remplace dans la masse rocheuse toute la calcite. Les phyllites peuvent parfois aller jusqu'à disparaître. On a alors un quartzite presque pur, où, toutefois, la calcite peut former des flots et l'albite constituer un minéral accessoire important. Par ailleurs, tous les autres minéraux présents dans les calcschistes peuvent se rencontrer dans ces micaschistes très clairs, dont l'origine doit, selon toute vraisemblance, être cherchée dans un grès impur. Les plus habituels sont les grenats rosés, souvent craquelés, ressoudés par du quartz et des biotites vertes, ou ces biotites elles-mêmes qui constituent fréquemment de petits agrégats et nodules foncés.

Un bel exemple de ces lentilles de micaschistes quartzitiques peut être pris près des cabanes d'alpage de La Rossa, à l'Ouest de Pralapia (haut vallon des Carbonieri). Tous les intermédiaires vers les calcschistes existent. La masse proprement quartzitique formant relief est encore très phylliteuse. La phengite y est en belles lamelles qui incluent souvent des zircons auréolés d'un anneau pléochroïque verdâtre. Des grains de feldspaths, mêlés sans ordre au quartz sont, comme celui-ci, souvent anguleux et paraissent des éléments détritiques peu recristallisés. Le feldspath sodique (An 5) n'est maculé que selon la loi de Carlsbad ; à contours arrondis, souvent à aspect spongieux, en raison de fréquentes inclusions, il semble cependant néoformé, mais il n'est pas abondant. Le plus courant est, en effet, un microcline altéré, localement bordé de fines albites disposées en échiquier. Outre les minéraux accessoires régulièrement disséminés dans la roche, se rencontrent aussi de petits nids de phyllites colorées : c'est une association confuse où alternent les paillettes de phengite et celles de biotite verte ou brun acajou. Les grenats rosés, peu écaillés, sont rarissimes ici, mais partout de fines paillettes de limonites s'insinuant

dans toutes les craquelures parsèment la roche et lui donnent localement son aspect rouillé.

Somme toute, ce type de quartzites phylliteux dont les passages aux faciès calciteux ou plus proches de micaschistes ont été soulignés, doit être considéré comme un accident plus grossièrement détritique au sein des sédiments marneux. Ici, comme là, les recristallisations ont provoqué l'apparition de paragenèses minérales d'épizone qui, nonobstant la séquence sédimentaire originelle, sont tout à fait comparables.

3) Les roches vertes.

Ces roches n'ont pas fait l'objet, dans le cadre de notre travail, d'une étude très fouillée. Il s'agit des divers faciès d'ophiolites des Schistes lustrés qu'on a coutume d'interpréter comme d'anciens corps volcaniques, profonds ou d'épanchement, plus ou moins transformés par le métamorphisme.

Lorsqu'elles apparaissent sous le faciès de gabbros à diallage et smaragdite, avec de nombreux octaèdres de magnétite ou autres cristaux de minerais métalliques, comme c'est le cas en quelques rares points, (nombreux niveaux dans la masse du Rocciavre, un très gros banc au Sud Est de Fenestrelle, ou masses plus complexes à l'Est de Giaveno), cette genèse semble évidemment vérifiée. Mais, partout ailleurs, quand les faciès de serpentine laissent plus généralement le pas aux amphibolites, éclogites et autres prasinites, qui portent toutes les marques d'intenses laminages mécaniques ou de recristallisations importantes, la présente étude ne permet pas de se faire une opinion. Les observations à leur sujet, souvent limitées, se sont généralement bornées à un recensement cartographique et à une vérification de leur appartenance à l'ensemble des calcschistes. Dans la majorité des cas, l'argument déterminant est resté celui du gisement et de l'association avec des faciès de calcschistes ou de marbres dolomitiques. Aussi, l'étude des ophiolites du massif reste-t-elle à faire.

Cependant, en conservant à priori l'hypothèse, très vraisemblable d'ailleurs, mais non vérifiable ici, que ces roches vertes ont une origine volcanique profonde ou superficielle, on s'est attaché dans ces faciès très révélateurs des transformations métamorphiques subies, à vérifier la correspondance des faciès minéralogiques rencontrés avec ceux des calcschistes encaissants. En fait, les variations sont peu fréquentes dans ces roches vertes et, généralement, se résolvent à des différences d'aspect macroscopique. Selon les efforts mécaniques encaissés, la roche peut être massive ou feuilletée, mais le délit schisteux peut s'installer sur une roche primitivement équante ou, au contraire, rubanée.

Si l'on fait abstraction des aspects dus aux laminages, on étudiera donc simplement deux types de roches : l'amphibolite massive à foliation peu évidente et l'amphibolite rubanée. L'exemple du premier faciès sera pris dans les affleurements de l'arête du Macciarone, sous le Monte Friolano où la roche verte est associée à des calcschistes, et dans ceux de la Rocca Bianca, au Sud de Perrero, où l'amphibolite est liée à des masses calcaires. Le deuxième type sera décrit sur les roches rubanées du Val Mala, à l'amont de Venasca (Val Varaita).

Les amphibolites massives sont riches en épidote, albite et chlorites.

Les amphiboles sont finalement subordonnées à ces principaux constituants, contrairement à ce que pourrait faire penser l'aspect macroscopique. Ces roches se rapprochent donc des "prasinites ovariditiques" de la nomenclature de V. NOVARESE (1894).

Sur un tissu de fines paillettes, orientées de chlorites (essentiellement clinocllore, très rarement pennine) sont parsemés d'innombrables granules d'épidote (pistacite). Ces derniers s'amassent parfois en agrégats autour de cristaux automorphes plus volumineux ; y sont associées alors des baguettes de zoïsite. La phengite, très sporadique, se distribue en petites paillettes disséminées dans cette masse. L'albite (An 5), très rarement maclée, constitue comme un ciment aux chlorites et épidotes. Elle apparaît sous forme d'un régulier assemblage granoblastique isogranulaire qui inclut sans les déranger les minéraux précédents, de sorte que ces trois constituants paraissent se surimposer les uns aux autres. Il est cependant évident que l'albite est de cristallisation ultime.

Au sein de cette trame, sont ménagés des nids confus où apparaissent des cristaux de calcite, moulant de très fines granulations d'épidote et des paillettes de chlorites qui, lorsque l'évolution n'est pas trop poussée, enrobent un cœur amphibolique. L'amphibole est une glaucophane bleu violacé. Elle est légèrement morcelée en éléments de taille réduite, frais et bleutés au cœur, devenant verdâtre (actinote) puis granuleux à la périphérie où ils se transforment en paillettes de clinocllore. Il apparaît ainsi que de grandes baguettes d'amphiboles

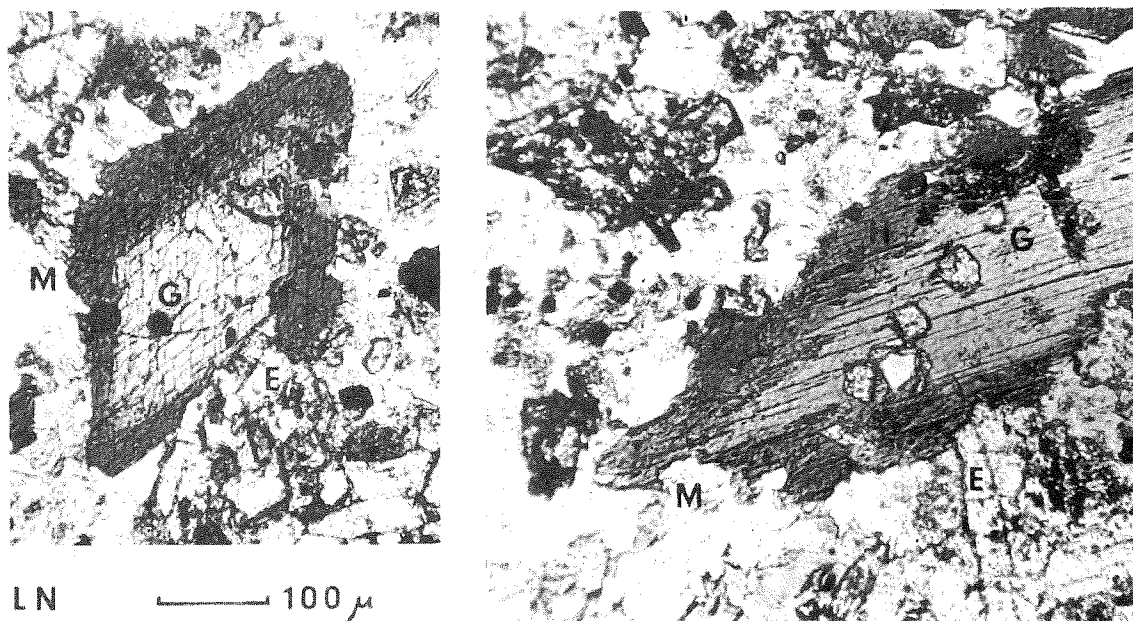


Fig. 4 - Micrographie des transformations de l'amphibole sodique. Remarquer les formes générales conservées. G = Glaucophane ; H = hornblende bleu-vert ; M = micas et chlorites ; E = épidotes.

ont été démantelées et transformées en des amas complexes à chlorites et épidotes. Le quartz est très rarement représenté en petits cristaux xénomorphes, moulés sur les albites. Par contre, de nombreux petits cristaux automorphes de magnétite, sphène et apatite parsèment toute la roche. Parmi ces minéraux accessoires le grenat, rosé à incolore, n'est jamais fréquent.

Il faut signaler enfin que toujours les agrégats de clinocllore contiennent de la biotite verte ou kaki. Cette dernière, de distribution générale, ne paraît pas se rencontrer autrement qu'associée aux amas chloriteux mais peut tendre à les remplacer totalement. Elle est, en effet, de génération tardive. Dans les stades les moins évolués, elle constitue de très fins liserés ou amas sur et dans les amas chloriteux. Lorsque les chlorites s'alignent selon une foliation, la biotite verte, toujours fraîche et à contours amiboïdes, englobant la chlorite ou les épidotes voisines, n'a pas de disposition régulière et le feutrage désordonné de ses paillettes est toujours quelconque par rapport au feuilletage général de l'échantillon. A un stade plus avancé, les paillettes de biotite verte, plus grandes, aux bordures toujours contournées, se développent conjointement à celles de phengite et peuvent remplacer totalement les chlorites, à tel point qu'il est possible de se demander parfois si la chloritisation première existe réellement. En pareil cas la transformation du glaucophane se fait avec les mêmes modalités, directement en biotite verte.

De ces examens, il ressort que l'évolution métamorphique est dirigée par l'apparition successive des minéraux principaux suivants, cités dans l'ordre chronologique :

glaucophane - actinote - chlorite et épidotes - biotite verte et phengite - albite et calcite.

Ces associations et les diverses transformations d'un minéral aux dépens d'un autre qu'elles impliquent, traduisent ainsi une suite de cristallogénèses dont le reflet se rencontrait déjà dans les calcschistes. Ainsi, se trouve assurée l'étroite parenté de l'évolution métamorphique de ces roches.

Les amphibolites rubanées du Val Mala ne montrent pas aussi nettement ces phases évolutives, mais, malgré leur composition différente, qui doit d'ailleurs expliquer l'aspect particulier des paragenèses, elles s'intègrent parfaitement dans l'histoire des recrystallisations communes des calcschistes et des roches vertes.

Là encore, l'albite (An_{0-5}) constitue un ciment de cristaux granoblastiques non maclés (ou rarement selon la loi de Carlsbad) sur lequel apparaissent, comme un filigrane, les amphiboles, phyllites et épidotes. Mais, au milieu de l'albite, le quartz prend de l'importance. Il a le même habitus et forme des lentilles et agrégats qui sont prédominants dans les rubans leucocrates. Ceux-ci, outre le quartz, comportent peu d'albite et d'épidotes, beaucoup de paillettes de phengite en petits nids, et sont dépourvus d'amphibole.

Ailleurs, l'albite se trouve en surimpression sur de nombreuses baguettes de trémolite incolore où le remplacement par le clinocllore, bien que limité, est la règle. Ce n'est pas toujours le pourtour des cristaux d'amphibole qui est affecté par la transformation, mais souvent aussi le cœur. La baguette de trémolite forme alors comme un mince liseré englobant l'amas chloriteux confusément enchevêtré.

Mais ce qui caractérise ces niveaux sombres, c'est surtout l'abondance de la zoïsite. Il s'agit d'une zoïsite β , dont P. TERMIER (1898) avait noté avec S. FRANCHI la particulière abondance dans les Schistes cristallins piémontais (voir p. 63). Ici, elle forme un semis de petites baguettes souvent associées à la phengite. La zoïsite habituelle très dispersive est plus rare et se rencontre en nodules où la pennine peut être présente.

Les micas, en plages amiboïdes, paraissent souder entre elles les baguettes d'épidote lorsqu'elles s'assemblent en lentilles ou petits lits discontinus. Ce sont, pour la plupart, des plaquettes de phengite, mais localement, celles-ci peuvent être associées feuillet à feuillet avec une biotite brun acajou, aussi fraîche que l'est le mica blanc.

Les minerais opaques sont rares ici, mais des granules de sphène, ou des amas de très petits grenats incolores, parsèment souvent, et sans répartition spéciale, toute la roche.

Il y a quelquefois parmi les différents niveaux de roches vertes du massif, d'autres faciès, dont les serpentinites. Jamais ces horizons extrêmement laminés n'apportent de précisions supplémentaires quant aux transformations métamorphiques subies ; de plus, ils sont rares par rapport aux faciès de prasinites ovariditiques que l'on vient de décrire (et qui, eux sont habituels). Il ressort donc simplement de cette étude, très fragmentaire, que l'évolution cristalline de ces roches communément associées aux calcschistes peut être facilement parallélisée avec l'histoire des recrystallisations de ces derniers. C'était le but de ces analyses. Elles ne pouvaient permettre en effet, parce que trop localisées et surtout destinées à reconnaître les implications du métamorphisme d'âge alpin sur des faciès basiques réputés mésozoïques, d'aller plus avant dans l'histoire pétrogénétique. Leur origine éruptive a souvent été admise mais fréquemment aussi combattue, il ne nous appartient pas d'en décider ici.

4) Les marbres.

Les roches carbonatées dispersées sur les pourtours ou au sein des pincées internes du Massif Dora Maira sont de divers types. Leurs faciès vont depuis les calcaires dolomitiques, pratiquement indemnes de recrystallisations, jusqu'aux cipolins largement cristallins et à minéraux silicatés.

a) Les faciès peu recrystallisés.

Ils existent aussi bien dans les pincées internes que dans les masses périphériques qui prennent toute leur

ampleur surtout à partir du niveau de la Varaita. Le plus souvent, il s'agit d'une dolomie massive, de teinte beige à grisâtre, très localement rubanée (Calcinere - Val Pô). Le carbonate magnésien constitue pratiquement toute la roche, mais il peut y exister de fins granules de quartz, d'apparence détritique, et de rares cristaux de calcite, plus volumineux. Dans quelques cas, les dolomies peuvent contenir des nodules calciteux de recristallisation. Lorsqu'ils atteignent une taille raisonnable, qui peut être décimétrique, ces noyaux sont exploités comme pierre à chaux (Calcinere, dans le Val Pô ; Rora dans le Val Luserna ; ou encore de multiples petites excavations abandonnées, perdues en montagne : flancs de l'Ortieul (haut Val Luserna), montagnes du Nord de Perrero, Rocca Bianca au Sud de la Germanasca, etc...). Toujours, les carrières ont délaissé les niveaux dolomitiques, ce qui a entraîné des exploitations confuses, en nombreux trous et cavernes dispersés, apparemment répartis sans aucune logique. Les masses dolomitiques subsistantes sont souvent de consistance sableuse ou peuvent se déliter en petites dalles grisâtres, à surface finement granuleuse. D'odeur fétide au choc, elles paraissent contenir une proportion de matière organique importante. De fait, il est quelquefois possible d'y rencontrer des cristaux circulaires de calcite volumineux (diamètre voisin du centimètre) qui ont pu être considérés sans autre précision, comme des débris d'encrines. De beaux exemples de ces faciès se rencontrent dans les ravins des Subiaschi, au Nord de Bobbio Pellice, au sein de divers lambeaux calcareux, au Sud de Rora (Val Luserna) ou au-dessus de la Chapelle de San Bernardo (cote 1076), au Sud de Sanfronte dans le bas Val Pô.

Au microscope, ces roches ne montrent qu'un très fin tissu granoblastique, peu orienté, de dolomite où, sont inclus çà et là des granules anguleux de quartz, de rares paillettes de phengite (ou phlogopite ?) et quelques cristaux arrondis de calcite qui ne portent aucun signe d'organisation permettant de les définir comme entroques.

Un autre faciès associé aux dolomies se rencontre couramment : les cargneules. Il en existe deux types : les cargneules sableuses et les cargneules caveuseuses. Celles-là sont pulvérulentes, uniquement observables sur des fronts de taille frais (carrières, talus, etc...) et de teinte rouillée. Il y subsiste souvent des lambeaux dolomitiques ou de cargneules caveuseuses. Un bon exemple peut être pris dans le haut vallon de Gilba, en face du hameau de Bianchi. Les cargneules caveuseuses ont une meilleure tenue et peuvent constituer des masses rocheuses. Leur habituel aspect cloisonné se complique fréquemment de petits nids micacés (phengite et quartz) qui peuvent parfois donner une orientation planaire à la roche. Sur la teinte rousse caractéristique de ces affleurements, peuvent trancher les teintes plus claires, blanches, argentées ou rosées, de divers corps figurés dont les plus courants sont les boulettes de grains de quartz agrégés, bien sphériques et restant en relief sur la roche altérée ou les petits galets de quartzites ou de quartz rosé. Ce dernier type de cargneule se rencontre presque chaque fois qu'affleurent des dolomies. Les plus représentatifs peuvent s'observer dans le haut des fronts de taille des carrières de l'Ortieul (Sud de Montoso, haut Val Luserna) ou dans les carrières abandonnées de Mentoulles, en aval de Fenestrelle (Val Chisone). Soulignons que dans ces cas les dolomies affleurent près de bancs de quartzites.

b) Les marbres cristallins et leurs minéraux.

Dans ces cas, on a affaire à de véritables marbres qui, d'ailleurs, ont souvent jadis été exploités pour la statuaire ou la pierre de taille (Rocca Bianca, au Sud de Perrero ; Col Chiot del Cavallo, au Nord Est de Bobbio Pellice, etc...). A l'affleurement, il est bien difficile de dissocier ces cipolins des dolomies, cargneules ou même quartzites avec lesquels ils sont très intimement intriqués. Le cipolin a généralement une teinte crème, mais peut présenter des veinules contournées, bleutées ou grisâtres, ou prendre même une couleur uniforme blanc pur, ou rosé. Dès qu'il existe de fines variations de teintes qui soulignent sans doute un ancien litage, on s'aperçoit que ces calcaires sont extrêmement repliés sur eux-mêmes (Grangie Subiaschi - Col Chiot del Cavallo - Colle della Buffa au Nord de Perrero - amont de Forno-Coazze, etc...). Les affleurements de cipolins massifs sont plus rares (Bianchi, dans le Val Gilba).

Un faciès banal de ces cipolins est le marbre pur, uniquement constitué par de grandes plages granoblastiques de calcite. Mais ce cas ne constitue que des accidents au milieu des faciès à minéraux. En effet, dérivés sans doute de calcaires impurs, les cipolins sont généralement phylliteux, ou plus rarement à amphiboles, épidotes, talc, et même grenats.

Un exemple de cipolin phylliteux peut être pris dans les falaises d'Oncino, au Sud de Crissolo. Là, 90% de la

roche sont composés par la calcite et la dolomite (dans la proportion moyenne de 1/4 de dolomite pour 3/4 de calcite) en plages granoblastiques très régulières, un peu orientées. Les 10% restants se répartissent entre les paillettes de phengite, souvent isolées mais parfois amassées en des débuts de lits mêlés à de fins granules d'oligiste qui débordent sur la calcite environnante, et entre de rares petites rosettes de chlorite (clinochlore), ou quelques granules de sphène et d'apatite et des plages de quartz s'engrenant avec la calcite.

C'est ce type de marbre qui est le plus fréquemment rencontré. Il se différencie bien des cipolins en petits lits centimétriques présents dans les calcschistes, toujours grisâtres, riches en micas, jamais en bancs de puissance notable et, surtout, rarement dolomitiques. Là où les masses dolomitiques prennent de l'importance, comme au Sud de la Varaita, ce faciès est également courant. Les phengites de ces niveaux ont pu être finement analysées par A. MICHARD dans des lits spécialement micacés interstratifiés dans la série schisto-calcaréo-dolomitique, d'âge anisien probable, de San Damiano (S. CAILLERE et A. MICHARD, 1962). Il ressort de cette étude qu'il s'agit d'une muscovite hypersiliceuse phengitique, pouvant dériver d'argiles montmorillonitiques à mettre en rapport avec un épisode volcanique responsable de la haute teneur en Si O_2 , alors que la richesse en Mg O se déduit du caractère dolomitique de la série encaissante.

Plus exceptionnels sont les cipolins à minéraux variés. On a pu en rencontrer en plusieurs points dispersés dans toute l'étendue du massif. Ils sont spécialement bien représentés dans des zones où divers concours de circonstances ont pu permettre la formation de gisements importants de talc. (*)

Les minéraux présents sont en effet le talc, la trémolite et subsidiairement les épidotes et grenats. A. MICHARD (A. MICHARD et P. VIALON 1961) signale de la ferro-actinote dans les fractures des calcaires dolomitiques du Monte Chialmo (Sud de Maira), mais ne pense pas que ce développement de silicates dépasse une "répartition fissurale où les fluides silicatants devaient progresser". Cependant, il faut constater que dans les masses calcaréo-dolomitiques, en grande partie marmorisées, des pourtours du Massif Dora Maira, on peut rencontrer ces amphiboles souvent associées à du talc. Ainsi, dans les affleurements qui surplombent San Damiano (Val Maira), sur le chemin qui mène au Puy, existent de nombreuses et fines cristallisations de talc qui, effectivement, peuvent se concentrer dans les fissures où elles s'agglomèrent en fines pellicules onctueuses. Il en est de même dans la masse dolomitique du petit verrou, (cote 587), au carrefour de la route Mattie à la sortie sud est de Susa. Là, les agrégats talqueux peuvent atteindre le centimètre de puissance et ont pu être isolés en quantité suffisante pour permettre une étude radiocristallographique (voir ci-dessous).

On est donc ainsi amené à penser que dans ces calcaires impurs le métamorphisme a provoqué un processus de dédolomitisation notable. La présence de talc et de phengite doit en outre conduire à l'idée de transformations sous de fortes pressions qui ont d'ailleurs déjà été évoquées à propos des roches précédemment étudiées mais de compositions bien différentes. Ainsi les paragenèses à "minéraux stress" tels que la phengite, le chloritoïde, le graphite même, trouveraient ici leurs correspondances avec la présence de talc.

Les marbres des pincées internes, dont nous verrons plus loin, dans l'analyse structurale, la signification dans les importants laminages et écaillages subis par les ensembles du massif, présentent d'ailleurs des associations minérales équivalentes.

Dans le "synclinal" écrasé du vallon des Subiaschi, au Nord de Bobbio Pellice, les cipolins à texture saccharoïde, peu feuilletée, présentent toujours une part importante de phengite et de trémolite. Leur passage transitionnel à des masses dolomitiques analogues à celles déjà décrites, masses indemnes ou presque de recrystallisations, est d'une constatation courante. Par places, ils peuvent néanmoins contenir des niveaux de talc assez puissants pour avoir justifié une exploitation maintenant abandonnée en raison de l'altitude du gisement (environ 1800 m) et de la difficulté d'accès du site. A l'époque de l'activité des mines, A. ROCCATI 1913, a et b) a pu faire une étude chimique

(*) - Les laminages intenses et une relation avec des niveaux éruptifs acides, semblent nécessaire à l'apparition de ces paragenèses particulières. Voir p. 85, l'étude des porphyroïdes de l'ensemble de Dronero, et p. 238, l'analyse structurale des écaillages occidentaux.

détaillée des divers constituants impliqués. Outre la composition magnésienne du marbre, A. ROCCATI a pu noter la présence de trémolite, de talc et de phengite. A côté de ces constituants communs, le quartz, la pyrite sont signalés, avec de petits grenats faiblement rosés en rhombododécaèdres bien formés. Ces grenats, dont A. ROCCATI a fait l'analyse chimique, sont calciques ; malheureusement, les chiffres donnés ne permettent pas d'affirmer qu'il s'agit bien de grossulaire comme l'indique cet auteur.

Il est intéressant de reprendre en détail les analyses très significatives des minéraux des marbres, publiées par A. ROCCATI (op. cit. a) p. 635, 638, 639 et 640 ; b) p. 10 et 11).

Analyses des talcs - Alpe dei Subiaschi.

	(A)	(B)	(C)
SiO ₂	58,89	62,43	60,22
Al ₂ O ₃	0,30	tr.	0,32
Fe ₂ O ₃	-	-	-
FeO	1,07	0,24	1,22
MgO	33,11	32,05	32,80
CaO	tr.	tr.	tr.
H ₂ O	5,74	4,42	5,19
	<hr/> 99,11	<hr/> 99,14	<hr/> 99,75

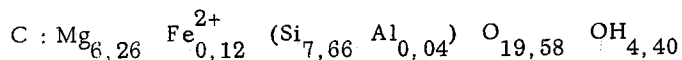
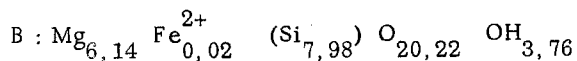
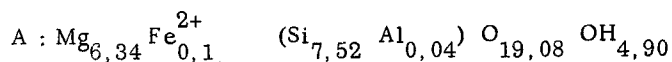
A = Talc blanc en fines lamelles dans le cipolin.

B = Talc blanc compact et homogène - Stéatite.

C = Talc foliacé, blanc verdâtre (souvent associé à la trémolite).

Si, comme l'a déjà fait A. ROCCATI, on compare ces analyses avec celle du talc théorique, on observe une remarquable correspondance.

Les formules structurales que permettent de calculer ces analyses sont en effet les suivantes :



Elles correspondent parfaitement à celle du talc théorique : $\text{Mg}_6 (\text{Si}_8 \text{O}_{20}) (\text{OH})_4$. (Voir aussi DEER W.A. et al., 1962 : Rock-forming minerals, vol. III p. 122-123).

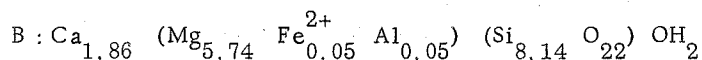
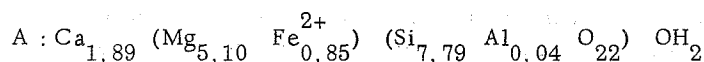
Analyses de Trémolite, Alpe dei Subiaschi.

	(A)	(B)
SiO ₂	54,80	58,79
Al ₂ O ₃	2,15	0,31
Fe ₂ O ₃	-	-
FeO	7,24	0,45
MgO	23,91	27,62
CaO	12,40	12,50
H ₂ O	-	-
	<hr/> 100,50	<hr/> 99,67

A = Amphibole fibreuse, vert clair, en petits amas entre cipolin et talc.

B = Amphibole aciculaire, incolore et soyeuse, dispersée dans le cipolin.

Ces chiffres conduisent aux formules structurales suivantes calculées sur la base de 24 (O, OH) :



Selon DEER W.A. et al. (op. cit. vol. II, p. 249), de telles valeurs correspondent bien toutes deux aux trémolites, l'échantillon A pouvant être déjà considéré comme une transition vers un terme plus ferrique, l'actinote.

Dans l'étude de ces paragenèses, même avec l'aide des travaux repris ci-dessus, il n'a pas été possible de reconnaître une relation génétique entre phyllites et amphiboles. Il semble que phengite, talc et trémolite se soient formés concurremment et simultanément dans la masse calcaréo-dolomitique atteinte par le métamorphisme. Il est cependant vraisemblable que, outre les nécessaires hautes pressions mises en jeu et dont on peut trouver une des origines dans les intenses déformations subies par ces niveaux (voir analyse structurale, p. 227), une quantité importante de SiO₂ a dû intervenir dans la formation des néominéraux. Un apport a été souvent invoqué pour expliquer la formation de ces silicates dans des cipolins qui, à l'origine, étaient magnésiens, mais ne devaient pas être particulièrement siliceux. Il n'est peut-être pas utile de rechercher très loin la silice indispensable dans de supposés "fluides silicatants", ou dans une métagénèse à grande échelle, liée au métamorphisme ou à des intrusions granitiques tout aussi hypothétiques. En effet, les associations minérales de l'ensemble des calcschistes, qui traduisent des transformations sous haute pression, et à une température relativement basse montrent que pour une composition convenable le métamorphisme a pu produire talc et amphibole. Dans le cas général, ces minéraux sont cependant assez dispersés et rares ; le calcaire magnésien initial était peu siliceux. Mais trémolite et talc peuvent parfois former des amas importants, où le talc est même exploité. Il faut alors constater que dans chacun de ces cas monstrueux, à côté des niveaux calcaires, se trouvent toujours des niveaux hypersiliceux : anciennes arkoses et tufs volcaniques acides mêlés, que l'on étudiera plus loin sous la dénomination de "Gneiss de Luserna" ou de "Gneiss Clapier". (*) Il est possible que ce gisement commun des deux faciès soit sédimentaire,

(*) - Ce sont les "porphyroïdes" de l'ensemble de Dronero, voir p. 73 et 85).

ou bien d'origine tectonique. Quoi qu'il en soit, l'évolution synkinématique du métamorphisme, permet d'apporter une explication satisfaisante à la fois à cette cohabitation et aux remobilisations et réutilisations de la silice. Celle-ci, peut, comme nous le verrons, participer, même dans les régions où le matériel calcaréo-dolomitique est absent, à la formation de séricites magnésiennes hypersiliceuses et de talc (Fenestrelle, Val Luserna...)

Si ces observations peuvent être faites dans le vallon des Subiaschi, les études effectuées sur le gisement de talc de la Germanasca (Mines de la Gianna, en amont de Perrero) apportent des arguments du même ordre. On se trouve là dans la partie extrêmement complexe des écaillages occidentaux du massif où, au sein de micaschistes à chloritoïde, surgissent des lames de gneiss de Luserna et de cipolin. Le talc paraît être injecté le long des plans de cisaillement pour lesquels il joue sans doute un rôle lubrifiant. Les cipolins sont ici essentiellement à calcite finement granoblastique ; la dolomite est beaucoup plus rare (rares cristaux plus grossiers, environ 5 à 10% des constituants). De 10 à 15% des minéraux présents se répartissent en plages arrondies de quartz, paillettes de phengite, baguettes incolores de trémolite et quelques granules plus rares d'épidote et de pyrite. En quelques échantillons, on peut également rencontrer des paillettes éparses et exceptionnelles de pennine.

Il n'est pas question d'entreprendre ici une étude exhaustive du gisement de talc de la Germanasca qui d'ailleurs a été faite il y a peu de temps (E. GRILL et al. 1955) avec tout le détail nécessaire, mais ce gîte bien étudié fournit quelques références intéressantes. Parmi celles-ci, où l'on peut encore une fois citer la constante association des cipolins, des gneiss de Luserna et du talc qui interviennent brutalement et sans règle apparente au sein des micaschistes à chloritoïde, il faut retenir ce qui a trait aux paragenèses minérales liées aux cipolins et au talc.

Avec celui-ci, noyées dans sa masse, se rencontrent souvent de grosses amandes, parfois monocristallines de dolomite. Ces noyaux durs, dont la taille va du centimètre à 2 ou 3 décimètres, ont des formes ellipsoïdales, à flancs localement concaves. Ils sont généralement enrobés par une pellicule d'aiguilles orientées de trémolite, qui séparent la dolomite du talc. De tels nodules, outre le jalon dans la genèse du talc à partir de la dolomie qu'ils évoquent, paraissent devoir être assimilés à des "galets listriques". Leurs formes effilées, à méplats légèrement concaves, sont en effet fort comparables aux nodules de serpentinite que l'on rencontre parfois (environs de Château Queyras par exemple) dans les contacts tectoniques entre Schistes lustrés et "Ecailles intermédiaires" du Briançonnais. Il faudrait donc voir là un argument pour situer les niveaux talqueux dans les plans de fracturation.

Il faut noter aussi que certains bancs de talc contiennent des lentilles de magnésite. Le carbonate est alors associé à de fines lamelles de talc et baguettes de trémolite, surtout aux abords de ses cassures.

Quant au talc lui-même, qu'il soit en masses, agrégats de très fines particules ou en belles lames de taille parfois décimétrique (qui sont généralement présentes dans les zones de laminages intenses) il est très blanc et très pur. Il est rare de le trouver mêlé à des paillettes de chlorite qui, lui donnent un aspect gris verdâtre, sale.

Une analyse moyenne de talc exploité aux Mines de la Gianna (et due à l'obligeance de la Società Talco e Grafite Val Chisone *) a donné les résultats suivants :

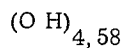
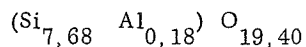
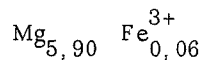
(*) - Je ne manquerai pas de renouveler ici mes remerciements à la "Società Talco e Grafite Val Chisone", et, en particulier à son Directeur, Ingénieur P. SARTORIO, à qui je dois plusieurs visites, toujours fructueuses, des mines de la Société, et une amicale collaboration dont ces résultats sont un des témoignages.

Analyse n° 2 : Talc des mines de la Gianna - Val Germanasca.

(Analyse nouvelle : Soc. Talco e grafite Val Chisone, 1965)

SiO ₂	61,14
Al ₂ O ₃	1,14
Fe ₂ O ₃	0,73
Fe O	-
Mg O	31,24
Ca O	0,65
H ₂ O	
C O ₂	5,45
Total	100,35

Ces chiffres permettent de calculer la formule structurale suivante :



Il s'agit donc bien d'un talc très canonique dont les paramètres sont absolument comparables aux données de DEER W.A. et al. (1962). Ainsi, peut-il servir de référence. C'est à ce titre que l'on doit constater une évidente identité entre le talc de la Germanasca et les minéraux des Grangie dei Subiaschi. C'est également dans un but de comparaisons qu'un radiogramme Debye-Scherrer a été exécuté sur le talc des mines de la Gianna. Les résultats obtenus permettent d'individualiser toutes les raies caractéristiques du talc et d'établir sans équivoque que le phyllosilicate des dolomies mésozoïques du Val de Susa (carrière de Mattie ; voir p. 43) lui est absolument semblable.

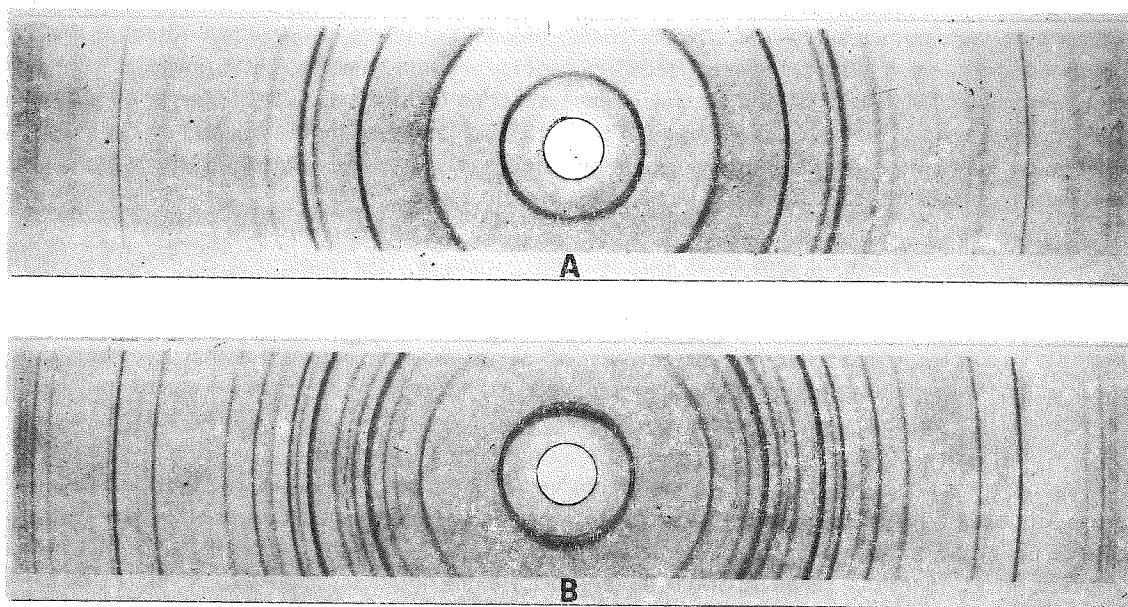


Fig. 5 - Radiogramme Debye-Scherrer. Rayonnement du Cu, filtre Ni, Chambre Philips de 115,4 mm.

A : Talc des mines de la Gianna - Val Germanasca.

B : Talc des dolomies de Mattie - Val de Susa.

Dans les gîtes à talc, outre les minéraux que l'on vient d'examiner, E. GRILL et al. (1955, p. 449 et 450) signalent la présence de cristaux de diopside probablement jadéitique. Ce pyroxène n'a pas été retrouvé. Son existence, sans doute très sporadique, mérite toutefois d'être citée. Elle souligne en effet les conditions de hautes pressions qui présidèrent à la création des associations minérales de ces niveaux. On a donc ici une remarquable correspondance avec le type de métamorphisme à minéraux "stress" des calcschistes habituels.

Cette identité du faciès métamorphique peut être confirmée par ailleurs. Les études de C.E. TILLEY (1948) ont permis de montrer que le talc apparaît dans le métamorphisme des dolomies siliceuses avant même la trémolite. Le phyllosilicate semble ainsi un produit de dédolomitisation précoce qui n'indique pas des transformations très poussées mais correspond bien aux paragenèses présentes dans les autres roches de l'ensemble des calcschistes. S'il en était autrement, la richesse en Mg des cipolins à talc, nettement indiquée par la présence de magnésite, devrait se traduire, toujours selon C.E. TILLEY, par une plus vaste répartition des amphiboles et pyroxènes.

Les caractéristiques des talcs, tant au point de vue du gisement que du point de vue minéralogique répondent partout à ces conditions. Il est particulièrement frappant de suivre la répartition des gîtes exploités (ou qui l'ont été) depuis le Val Pellice (Alpe dei Subiaschi) le Val Germanasca (Mines de la Gianna, de Massello, etc...) le Val Chisone (Mines de la Roussa sous le Rocciavre) jusqu'au Val Sangone (Forno-Coazze). Tous ces niveaux se situent au long des vastes contacts anormaux qui intéressent toujours l'ensemble de Dronero et celui des calcschistes, sous son faciès calcaréo-dolomitique marmorisé. Il faut noter, à propos de ces derniers, la constance de leur association minéralogique détaillée plus haut, mais il ne faut pas omettre qu'en plusieurs points des prasinites peuvent leur être associées. Il n'est généralement pas possible de savoir si ces roches vertes appartiennent au cortège ophiolitique des Schistes lustrés. Cela reste possible en raison des intenses écaillages dont tous ces niveaux sont le siège. Mais il n'est pas déraisonnable de voir d'anciens niveaux marneux dans les noyaux d'albite, trémolite et chlorite perdus dans la masse calcaire.

Au total l'examen des faciès cristallins des masses calcaires de l'ensemble des calcschistes, laisse apparaître la puissance du métamorphisme qui les affecte. Hautes pressions et basses températures relatives sont la règle. Il semble que cette interprétation basée sur l'étude des associations minérales présentes trouve une correspondance dans les paragenèses décrites dans les calcschistes banaux et une confirmation dans les types de gisements rencontrés. Il est au moins vraisemblable que la signification accordée aux minéraux de ces marbres et des autres faciès de l'ensemble des calcschistes associés, trouve sa pleine valeur quand on considère le rôle de jalon structural de ces niveaux dans un massif où les recrystallisations sont synkinématiques.

c) Les marbres de la Varaita.

En aval de Sampeyre, près des villages de Rore et Borgione, ou encore au Nord de Venasca, sur les crêtes surplombant le hameau d'Isasca, se rencontrent, au sein des gneiss albitiques fins ou des micaschistes à nodules, de beaux et gros niveaux de cipolins. Ils sont souvent massifs, largement saccharoïdes et peu micacés. Localement, ils donnèrent lieu à de petites exploitations sporadiques.

A Isasca, ils sont rarement associés à des roches vertes, bien que, sur la lentille méridionale, des niveaux riches en silicates (amphiboles et épidotes) puissent donner en un point des nodules prasinitiques importants. La relation de ces cipolins très blancs avec les gneiss et micaschistes encaissants, est difficile à établir dans ce pays très couvert. Mais, outre que les associations minérales à trémolite rencontrées ne se différencient pas de celles étudiées ci-dessus, les contacts avec les faciès à biotite environnants et, en particulier, avec les gneiss granitoïdes de type Brossasco, paraissent tranchés. Gisement et faciès minéralogiques devraient donc amener à séparer nettement le calcaire de ses masses encaissantes. C'est le choix qui fut fait ici et sur la carte annexée où les marbres d'Isasca, au même titre que bien d'autres des pincées internes, sont interprétés comme des jalons structuraux. Le doute est cependant permis, qui a été exprimé ailleurs (A. MICHARD et P. VIALON 1961) et ce, d'autant plus que les marbres de Rore-Borgione du haut Val Varaita, présentent des faciès très analogues, mais semblent liés intimement aux gneiss avoisinants.

Les marbres de Rore-Borgione constituent une série de lentilles qui s'échelonnent tout au long de la vallée, depuis Rore jusqu'au niveau de Melle. La masse encaissante qui est un micaschiste albitique à biotite, à nombreuses passées gneissiques franches et fréquents septas amphiboliques boudinés, appartient à l'ensemble des gneiss glanduleux. A Borgione, le cipolin est associé à des minéraux amphiboliques, parfois rubanés, parfois massifs, et où l'on a pu reconnaître des niveaux à pillows-lavas (A. MICHARD et P. VIALON, 1961). Les horizons calcaires forment des lentilles intercalées dans les schistes cristallins amphiboliques ou gneissiques. La calcite y est en larges plages isométriques engrenées, constellée de granules de quartz arrondis et parcourue par quelques plans d'écrasement, révélés par une typique structure en mortier. Les silicates sont, par lits, très abondants et peuvent être rassemblés dans la masse du marbre en nodules ou rubanements, dont l'aspect est amphibolique, mais où la proportion en calcite est encore notable. Il s'agit de grandes aiguilles de trémolite vert pâle, souvent remaniées sur leurs bordures par de plus fines aiguilles du même minéral. Les rosettes de clinocllore ne sont pas rares, mais laissent en général le pas à des lits de phyllites claires où la phengite est la mieux représentée mais peut être intimement mêlé à des paillettes de phlogopite auquel elle passe progressivement. Les épidotes sont également fréquentes : ce sont, pour la plupart, de grandes tablettes de zoïsite ; mais il existe des granules de pistacite et de zoïsite. Les fins cristaux de sphène sont nombreux ; ils constituent généralement des traînées sporadiques dans toute la roche. Jamais on n'a reconnu de grenats dans ces cipolins. Ceux-ci sont, par contre, très fréquents dans les micaschistes et gneiss encaissants, où cassés et cicatrisés par des phyllites colorées, ils voisinent avec une profusion de micas bruns ou diversement teintés dont l'étude détaillée a été faite ailleurs (A. MICHARD et P. VIALON, 1961). Les passages entre cipolins et micaschistes semblent assez progressifs et les intrications de ces différents faciès ne sont pas rares, mais on doit de toutes façons se demander si d'intenses déformations n'en sont pas la raison. Entre le faciès à trémolite-épidote-phengite du calcaire et celui à biotite-muscovite-grenat du micaschiste encaissant, il y a en effet un hiatus que le polymétamorphisme, évident dans les micaschistes, mais inapparent dans les calcaires, ne parvient pas à cacher.

Quant aux roches vertes, on a noté pour les unes l'étroite filiation qui en fait des niveaux impurs des cipolins. Pour d'autres, le problème est plus délicat. Ce sont des prasinites à albite-saussurite-chlorite-amphibole étroitement liées en effet aux micaschistes environnants. En raison de la présence dans les cipolins de niveaux silicatés d'apparence fort voisine, les relations prasinite-calcaire sont difficile à établir. Comme dans le premier cas, il est possible d'y voir une association originelle, calcareo-argileuse ou calcareo-volcanique basique ; mais il est également vraisemblable qu'il y ait une complète indépendance de ces différents niveaux. Les laminages et autres déformations développés pendant la cristallo-genèse, seraient alors les responsables de l'embrouillement de l'affleurement et du rapprochement tout à fait fortuit de ces types de roches. En effet, les masses amphiboliques arrondies que l'on rencontre dans les micaschistes et qui ont pu valablement être interprétées comme d'anciens pillows-lavas, pourraient être aussi bien des boudinages ou autres corps en poissons de bancs amphiboliques dissociés par les déformations (voir analyse structurale). Ces corps étirés se rencontrent en bien d'autres points de l'ensemble des gneiss glanduleux.

Aussi, en est-on réduit à des suppositions, et ces lentilles de marbres associées à des roches amphiboliques de la Varaita pourraient aussi bien appartenir à l'ensemble des gneiss glanduleux qu'à une pincée de roches triasiques, analogue à celles que nous avons vues plus haut. S'il s'agit d'un diverticule du contact anormal de Gilba, qui passe un peu au-dessus de ces affleurements dans les pentes du Ricordone, il faut toutefois souligner que dans celui-ci les jalons structuraux qui permettent de le tracer (quartzites, marbres calcareo-dolomitiques, cargneules) se séparent de façon évidente des gneiss environnants. De plus, il semble bien qu'il existe une différence entre les associations minérales des cipolins de Rore-Borgione et celles de la pincée supérieure, où les silicates ne sont jamais aussi développés.

En conclusion, les marbres de la Varaita sont à mettre à part et, jusqu'à plus ample information, il sera difficile de les situer dans le contexte du massif. Admettons cependant qu'il puisse s'agir du boudinage et de la dispersion d'un corps calcareo-dolomitique et marneux, originellement plus continu et comparable aux jalons structuraux des contacts tectoniques anormaux voisins. Il faudrait alors admettre que les déformations responsables de ces dissociations et contemporaines des recristallisations, ont entraîné une intrication complexe de ces faciès

avec les gneiss des alentours et une variabilité dans la cristallogénèse. Ainsi, les faciès minéralogiques évolueraient légèrement depuis les niveaux les plus élevés de l'édifice (jalons structuraux du contact Gilba) jusqu'à ceux des zones plus profondes.

5) Les quartzites.

Là encore, il s'agit de faciès, souvent associés aux marbres, qui se rencontrent aussi bien dans les pincées internes du massif que sur son pourtour. Nés de sédiments sans aucun doute détritiques, ils se présentent toujours sous deux faciès : l'un lamellaire se clivant en dalles minces, connu sous la dénomination de "Bargioline" (quartzites en dalles du Monte Bracco près de Barge), l'autre plus massif, à délit plus fruste, souvent finement caverneux, ou à niveaux grossièrement détritiques, voire conglomératiques.

a) La "Bargioline".

Les meilleurs exemples de ce faciès de quartzite finement clivable se trouve au sein du massif, dans les pincées-jalons structuraux intercalés dans les gneiss et micaschistes des autres ensembles, ou au sommet de la cuesta du Monte Bracco. Il n'est cependant pas exceptionnel d'en rencontrer quelques niveaux dans les régions périphériques, ou même dans la masse des Schistes lustrés, en copeaux emballés dans les calcschistes (environs de Stroppo-Val Maira).

Nous décrirons la bargioline typique du bas Val Pô, celle du Bracco et celle de la rive droite du fleuve, au Sud de Sanfronte.

Le grain de la roche, blonde, parfaitement blanche ou olivâtre, est toujours très fin. A l'oeil nu, les granules de quartz constituent une masse homogène où de petits feldspaths kaolinisés et de fines paillettes de micas blancs souvent orientés en une remarquable linéation, paraissent bien secondaires. A l'affleurement, les dalles bien planes et lisses sont particulièrement caractéristiques bien que dans le détail elles soient souvent doucement ondulées ou même replissées sur elles-mêmes en plis isoclinaux couchés, dont il sera question plus loin (voir analyse structurale). Les masses quartzitiques peuvent ainsi atteindre ou même dépasser 20 à 30 mètres de puissance ; mais il est bien difficile d'apprécier ce qui revient dans ces épaisseurs aux replis superposés ou au dépôt sédimentaire initial. De toutes façons il est fréquent de rencontrer des bancs de bargioline épais de 2 à 5 mètres. Ils sont associés à des niveaux métriques de micaschistes papyracés, replissés avec les quartzites qui prédominent toujours dans les affleurements. Ces micaschistes sont blancs lorsqu'ils sont fraîchement entaillés, mais se débitent très vite en un foisonnement rouillé d'éléments micacés désordonnés.

L'étude micrographique montre que le quartz, en plages isométriques régulièrement granoblastiques, présentant un net allongement et souvent une extinction onduleuse, constitue 80 à 90% de la roche. La taille moyenne des granules de quartz est généralement de 0,05 mm de large sur 0,5 mm de long, ce qui fait que sur ce tissu régulier et fin les morceaux arrondis d'orthose et de microcline quadrillé qui atteignent 1,5 mm de diamètre, ressortent nettement. Ces feldspaths ont conservé leur aspect détritique. Ils sont irrégulièrement répartis dans toute la roche sans granoclassement appréciable, bien que certains lits de 2 à 3 mm d'épaisseur, très réguliers, puissent contenir autant de feldspath que de quartz. Selon les lieux, ces microgalets monocristallins occupent de 5 à 10% de la roche. Ils ont toujours le même habitus en plages anguleuses émoussées, jamais écrasées ou étirées, toujours finement mais faiblement altérées, et présentant parfois un étroit liseré de nourrissage périphérique limpide d'albite en échiquier.

Les micas blancs soulignent la foliation et occupent de 5 à 8% de la masse totale. Jamais en lits, mais en paillettes dispersées dans toute la roche, ces micas sont des phengites ($-2V = 0$ à 10°), très légèrement verdâtres. A ce titre, on doit les considérer comme de néoformation et non comme des micas flottés. Il existe cependant des paillettes de vieux micas dont les clivages sont souvent soulignés par des granulations d'oxydes de fer. Elles sont souvent disposées de façon quelconque sur la foliation et les plus grandes peuvent montrer des chiffonnages et un cisaillement de leurs clivages (voir fig. 6-B). Lorsque la bargioline est finement plissotée (cas fréquent au Sud de Sanfronte) les phengites peuvent être groupées et souligner les plis ; mais les paillettes sont toujours disposées à plat et concrétisent la foliation de plan axial habituelle (voir plus loin analyse structurale) de ces roches.

Les minéraux accessoires sont rarissimes : quelques grains d'apatite, de très rares granules de sphène. Il existe des niveaux où, à côté de la phengite, se développe une biotite verdâtre, très sporadique (rive droite du Pô). L'albite (An_{0-5}), fraîche, non maclée, ou seulement selon la loi de Carlsbad, peut être présente, en éléments isolés ou rarement rassemblés en petites lentilles de 5 à 6 cristaux ; mais cela n'est jamais une règle et n'est qu'accidentel.

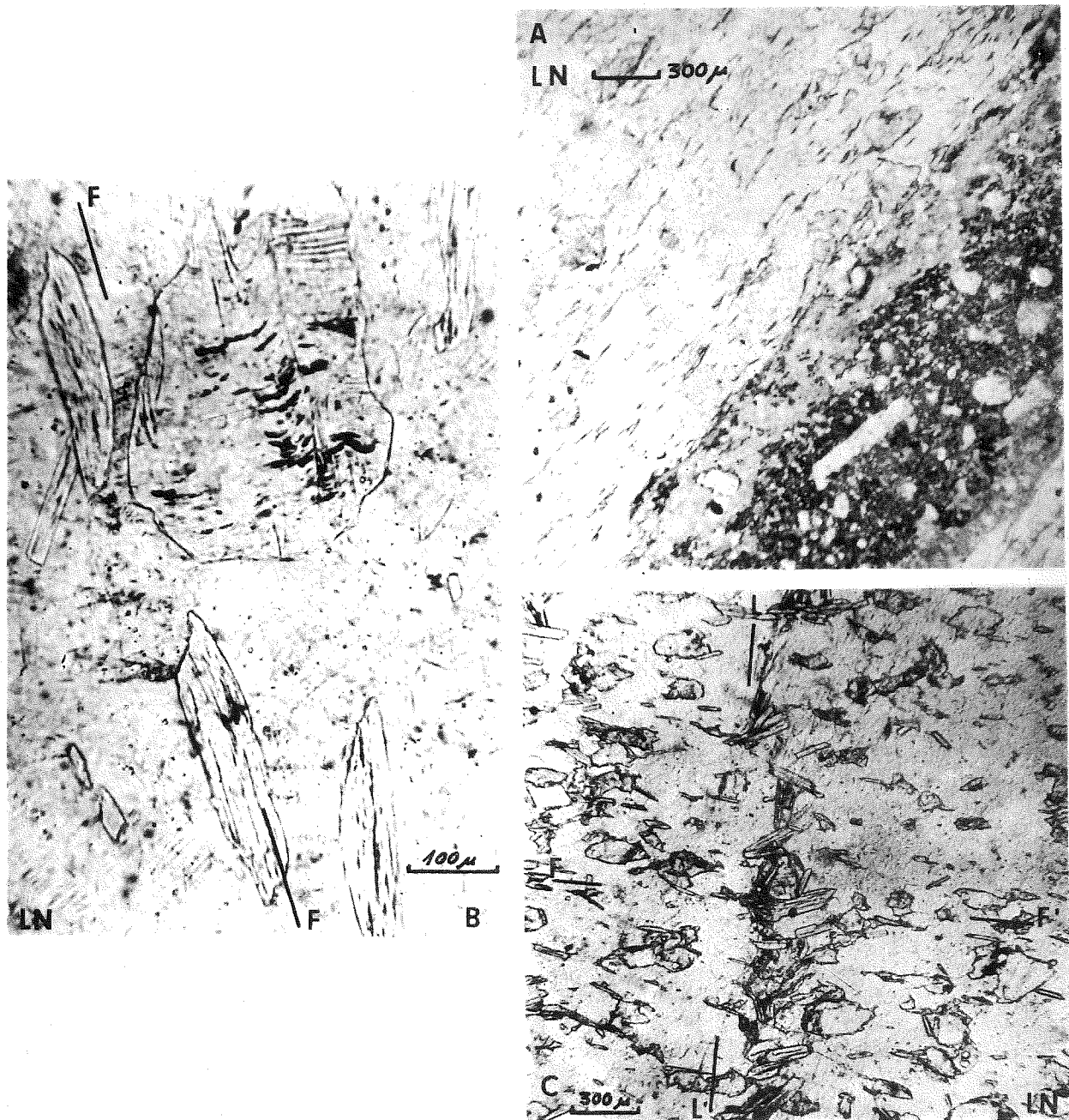


Fig. 6 - Micrographies des faciès de la bargioline.

A : Lit détritique peu recrystallisé. Bargioline du Monte Bracco.

B : Paillette déformée de vieux mica, chiffonnée par la foliation générale sur laquelle elle se dispose de façon quelconque. Bargioline du Monte Bracco.

C : Disposition des feuillets phengitiques selon le plan axial des microplis. Bargioline de Sanfronte.
FF' : foliation de plan axial. LL' : litage sédimentaire plissé.

Le contact de ces quartzites avec les roches environnantes est généralement brutal : c'est une règle absolue dans les pincées internes, comme celles de la rive droite du Pô : il s'agit de rapprochements mécaniques, que ce soit avec les roches de l'ensemble des calcschistes ou avec celles des ensembles gneissiques. Mais il est des cas où des passages ménagés existent entre la bargioline et les roches voisines.

Par perte progressive du quartz et enrichissement concomitant des phyllites, la bargioline présente toutes les transitions vers les micaschistes papyracés qui souvent s'y intercalent. Le micaschiste banal ne présente alors que des lamelles flexueuses de phengite, englobant des nodules quartzitiques. Mais beaucoup de niveaux peuvent subsister à un stade intermédiaire sur d'assez grandes distances : on a alors un quartzite très phylliteux, où la proportion de mica peut atteindre 20 %, mais dont la composition qualitative est par ailleurs la même que dans la bargioline (par exemple, carrières d'ardoises de Calcinere - Val Pô).

De même, les faciès bargioline faciles à cliver peuvent progressivement disparaître au profit des quartzites massifs (par exemple : quartzites de Fantoni, au Sud de Paesana).

Mais ces passages transitionnels ne sauraient étonner dans ces différents faciès d'un même ensemble. Un cas beaucoup plus exceptionnel et caractéristique peut s'étudier sous les quartzites du Monte Bracco, où la bargioline repose sur des gneiss œillés de type Luserna de l'ensemble de Dronero qui forment la masse de la montagne.

On a là, de façon extrêmement typique, un passage progressif entre deux ensembles. La bargioline perd rapidement du quartz au profit des phengites et des microgalets feldspathiques. Les éléments détritiques restent encore très reconnaissables, comme nous le verrons plus loin (analyse pétrographique de l'ensemble de Dronero, p. 85), mais sont plus grossiers. Les phengites s'organisent en lits flexueux, enrobant les lentilles quartzitiques étirées et les morceaux de feldspaths alcalins. Il s'ensuit que la roche prend alors un faciès de gneiss œillé : le gneiss de Luserna.

En résumé les quartzites lamellaires, qui sont connus sous la dénomination de "bargioline", sont d'anciens grès feldspathiques. Ils ont recristallisé dans l'épizone au cours de déformations importantes. L'aplatissement des cristaux de quartz, souligné par les paillettes de phengite qui permettent l'habituel débit en plaquettes, en est une preuve confirmée par l'existence de multiples replis intrafoliaux, très constants dans les jalons structuraux des contacts anormaux comme celui du bas Pô. Il est important de remarquer que ces recristallisations syncinématiques laissent subsister des matériaux détritiques indubitables, très peu transformés. Les feldspaths potassiques en particulier, véritables microgalets conservés, deviennent prédominants à la base de la formation quartzitique.

b) Les faciès massifs.

Il s'agit là de faciès courants pour des quartzites, qui ont gardé tout leur cachet sédimentaire. Leurs rapports avec les roches encaissantes sont analogues à ceux notés pour la bargioline, bien que leur aspect rappelle celui des quartzites du Trias inférieur de la zone briançonnaise.

Une région typique pour l'étude de ces faciès peut être choisie dans le Val Varaita. Aux environs de la bourgade de Sampeyre les quartzites massifs passent graduellement vers leur base à des quartzites micacés localement feldspathiques étudiés avec l'ensemble de Sampeyre (voir p. 60). Cela s'observe particulièrement bien sur la rive nord de la Varaita dans les falaises qui montent vers le Colle di Cervetto, ou au Sud, au-dessus du hameau de Santa Anna. Il s'agit là de quartzites blancs, à minces délit micacés vert pâle sporadiques, où des passées conglomératiques, à galets de quartz blanc se rencontrent surtout vers la base de la formation. Le tout est massif, mais nettement stratifié en bancs décimétriques.

Le microscope permet simplement d'affirmer le caractère détritique de ces quartzites faiblement recristallisés, où le quartz entre dans une proportion qui dépasse généralement 90 à 95 %. Ses plages ont souvent conservé

un aspect roulé, mais peuvent également être nourries sur leur périphérie et développer un tissu granoblastique régulier sur lequel tranchent des éléments de roches quartzitiques anguleux ou émoussés, des paillettes dispersées de phengite ou de rares granules d'épidote.

Si l'on abandonne la vallée de la Varaita, ce faciès se retrouve en de nombreux points, aussi bien dans les jalons structuraux pincés dans le massif que sur la périphérie. Ça et là, cependant, surgissent quelques variations locales : cataclase dans la masse (aval de Fenestrelle) ; plus grande abondance de la phengite (flancs méridionaux du Rocciavre, haute Germanasca, environs de Crissolo) ; présence de débris détritiques de feldspaths potassiques (Crissolo, Val Luserna, Fantoni-Paesana) ; présence de nodules albitiques, souvent altérés à l'affleurement et donnant un aspect caverneux à la roche (Rifugio Valanza (Val Luserna), Fantoni (Sud de Paesana), Testa di Cervetto. .). Mais ces variations ne sont qu'accidentelles et la grande constance de l'aspect de ces quartzites en fait un repère remarquable.

Au total, ces roches correspondent à d'anciens dépôts sableux, faiblement argileux, rarement troublés par des apports détritiques, autres que siliceux ou grossiers. Leur recristallisation dans l'épizone ne fait encore pas de doute. Il est cependant probable que ces niveaux ont été épargnés par les intenses actions dynamiques qui provoquèrent l'apparition du faciès bargioline auquel ils n'en sont pas moins intimement liés.

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble des calcschistes.

Discussion de l'analyse pétrographique.

1) La série initiale.

L'ensemble des calcschistes constitue un complexe extrêmement varié, dont l'étude dans notre région a été seulement effleurée, essentiellement en vue d'un étalonnage des effets des recristallisations à rapporter au métamorphisme d'âge alpin. Une étude exhaustive de la question reste donc entièrement à faire. Néanmoins, dans l'état actuel de nos connaissances, sur le pourtour comme au sein du Massif Dora Maira, l'ensemble des calcschistes, dans la variété de ses faciès, apparaît comme une entité pétrographique, relativement unifiée par le métamorphisme. En effet, si cet ensemble réputé mésozoïque présente, au moins dans ses parties basales, de grandes variations lithologiques, les recristallisations subies montrent que partout elles se sont faites dans une ambiance identique de hautes pressions et de températures relativement basses.

La série sédimentaire initiale, d'abord déritique puis calcaréo-dolomitique, se poursuit par d'épaisses et monotones formations marno-argileuses, non exemptes de quelques horizons détritiques, et de fréquents épanchements volcaniques basiques. Il est au moins vraisemblable, comme il est prouvé paléontologiquement en quelques points, que partout ces faciès s'étagent depuis le Trias jusque dans le Jurassique. Mais bien entendu, il est rare que cette succession soit entièrement et scrupuleusement conservée. Il est, au contraire, très fréquent de rencontrer les anciens faciès marneux attribués au Lias-Jurassique sous les calcaires magnésiens ou même les quartzites attribués au Trias. Au sein du massif, où s'alignent des pincées étroites et laminées de tous ces horizons emmêlés, les ensembles gneissiques pour lesquels tout concourt à établir leur âge antétriasique, reposent eux-mêmes sur les faciès mésozoïques. Il faut voir là un des résultats des intenses déformations subies. Mais sans doute celles-ci ont-elles été calquées sur la disposition des sédiments initiaux ou, tout au moins conditionnées par cette disposition. Il est en effet probable que ce ne sont pas les seuls écaillages et laminages qui ont entraîné la disparition presque totale des niveaux quartzitiques ou calcaréo-dolomitiques entre Pô et Rocciavre. Il faudrait peut-être voir là un trait de la paléogéographie des temps triasiques où une zone de hauts fonds, voire une zone émergée (dont l'axe se situerait au niveau du Pellice actuel) séparait un bassin septentrional d'un bassin méridional où se déposaient les épaisses séries mésozoïques du Val de Susa ou des régions de la Maira-Grana.

Quoi qu'il en soit, les déformations ont profondément remanié la disposition initiale des successions lithologiques. Les mouvements s'accompagnent, ou peut-être même provoquent des recristallisations dont ils dirigent

la disposition spatiale des produits. Il ne faut pas entendre par là qu'à elles seules les déformations entraînent des réarrangements et la cristallisation des néominéraux. Les actions mécaniques créent de nouvelles formes qui induisent l'agencement des cristaux naissant à la faveur de conditions de pression et de température convenables auxquelles les mouvements ne sont pas totalement étrangers.

2) Les recrystallisations d'âge alpin - Un schéma de l'évolution pétrogénétique.

Induite ainsi par les nouvelles formes architecturales acquises par les roches à toutes les échelles (plans de litage plissés, plans de clivage, de schistosité, de cisaillement, d'écaillages, etc...) la situation des nouveaux cristaux créés va remanier totalement la structure intime de chacun de ces matériaux. Sous le contrôle de la composition chimique initiale croissent les minéraux dont la nature et la position actuelles reflètent les différentes conditions de pression et température auxquelles la roche a été soumise ainsi que les mouvements internes successifs de matière, entraînés par les cristallisations syncinématiques.

Les associations minérales rencontrées dans l'ensemble des calcschistes permettent de penser que l'essentiel des recrystallisations s'est produit sous de hautes pressions et à des températures relativement basses. Le chloritoïde et la phengite en sont les meilleures preuves, mais il faut y adjoindre également le talc, dont les gisements sont significatifs, et le graphite, couramment réparti dans toute la masse des calcschistes.

Les paragenèses les plus significatives rendent parfaitement compte des équilibres du faciès métamorphique des Schistes verts et plus précisément de ses subfaciès de basse température. Ainsi, d'une façon générale, peut-on admettre que l'ensemble des calcschistes appartient à une série de faciès métamorphiques de type Barrovian selon la nomenclature de MIYASHIRO et WINKLER. Le subfaciès habituel est B - 1 - 1 à quartz - albite - muscovite - chlorite avec occasionnellement du chloritoïde. Mais cela ne constitue qu'une première approximation, car bien des structures décrites montrent une évolution cristallogénétique plus complexe et des associations légèrement différentes. Localement, apparaît une biotite dont les colorations diverses et la liaison avec la phengite indiquent le domaine de stabilité débutant. Parfois se rencontre le glaucophane dont la présence est peut-être due à un contrôle chimique de la composition de la roche, mais dont l'existence initiale et la chloritisation ultérieure marquent aussi sa dépendance d'un contrôle thermodynamique. Enfin, les épidotes ne sont pas toujours rares et indiquent que les conditions requises pour que quartz et carbonates entrent en réaction étaient atteintes.

Il faut donc penser, qu'au moins localement, les roches de cet ensemble ont été soumises aux températures un peu plus élevées du subfaciès B - 1 - 2 à quartz-albite-épidote-biotite de WINKLER. La plus grande masse des niveaux qui nous occupent ici se situerait ainsi à la limite de ces deux domaines qui, dans le métamorphisme d'épizone, correspondent à la zone à chlorite et à celle à biotite de TILLEY et BARROW, c'est-à-dire encore à la partie basale de la zone des Micaschistes supérieurs de JUNG et ROQUES. Cependant, l'acquisition de ces aspects n'est que seconde et l'étude des paragenèses a montré qu'il y avait eu au moins un autre stade dans la cristallisation de ces roches. Le faciès antérieur répondait aux conditions du faciès métamorphique des Schistes verts glaucophaniques.

Il s'ensuit que l'histoire du métamorphisme des roches mésozoïques qui constituent l'ensemble des calcschistes est complexe, bien que ne dépendant obligatoirement que des seuls épisodes d'âge alpin. On doit pouvoir en tracer le schéma suivant :

- 1) Stade de très haute pression et basse température, avec la formation de glaucophane, phengite et peut-être déjà aussi graphite.
- 2) Réchauffement progressif mais toujours sous de hautes pressions, avec chloritisation du glaucophane, formation de chloritoïde, de chlorite, de trémolite, de grenats de type spessartine et de talc.
- 3) Accentuation du réchauffement sous de moindres pressions, avec formation de biotite, démantèlement concomitant des amphiboles, du chloritoïde et des grenats, formation d'autres grenats et d'épidotes.

Si l'on en juge par les paragenèses rencontrées et les reliques des minéraux non totalement transformés après chaque stade, chacun de ces événements s'est superposé au précédent en des aspects de flux et de reflux successifs. Il va sans dire que ce schéma n'est peut-être qu'un reflet simplifié de la réalité qui a pu accumuler bien d'autres stades moins visibles ou non décelables dans le secteur envisagé. Il est utile de souligner que ces variations successives des conditions de métamorphisme entraînent la déstabilisation d'un certain nombre de minéraux formés dans un stade antérieur. Il n'est cependant pas possible de parler de phases de métamorphisme rétrograde (*), mais seulement d'une succession de changements, sans doute sous la dépendance de l'évolution tectonique des masses affectées, des conditions de pressions et températures qui entraînent les recrystallisations.

La mise en évidence de ces phénomènes complexes dans un domaine où les seules transformations sont nécessairement d'âge alpin, est d'importance. En effet : si elle permet de reconstituer les conditions qui ont présidé à ce métamorphisme ultime et ainsi d'étalonner ses influences, elle commande aussi la prudence dans l'interprétation des paragenèses minérales rencontrées dans les ensembles gneissiques inférieurs. Connaissant l'existence de phases multiples pouvant entraîner la déstabilisation de certains minéraux dans les transformations spécifiquement alpines, avant d'affirmer l'existence d'un polymétamorphisme métachrone, il faudra d'abord envisager la possibilité de remaniements imputables aux seuls épisodes ultimes. Les ensembles gneissiques sont en effet d'âge inconnu et l'argumentation basée sur leur état antétriasique reconnu mais non forcément antéhouiller ne peut être utilisée pour déduire que leurs recrystallisations sont d'abord antérieures aux transformations d'âge alpin.

Au terme de cet ouvrage, grâce à quelques comparaisons, une datation des différents ensembles du massif est proposée. Mais il est illogique d'annuler a priori toute une période, entre le Houiller et le Trias, séparant le domaine hercynien proprement dit du domaine alpin. Aussi, et compte tenu de ce qui vient d'être acquis au sujet des transformations pluriphasées purement alpines, avant de considérer les gneiss comme des métamorphites anciennes (de formation hercynienne ou plus vieille encore) reprises par des recrystallisations plus récentes, essaiera-t-on d'y voir des roches ayant subi les mêmes transformations que les calcschistes. La possibilité d'un polymétamorphisme ne sera alors envisagée qu'à un second stade de l'analyse, au cas où les multiples ressources des transformations alpines se révéleraient insuffisantes pour expliquer les paragenèses rencontrées.

3) Interprétation génétique.

Il s'agit dès lors de trouver des causes à ces recrystallisations. On a déjà noté, (et on retrouvera ultérieurement plus ample référence à son sujet) la liaison existant entre recrystallisations et déformations. Il faut toutefois penser que les stades initiaux de basse température et haute pression étaient surtout dus à un enfouissement des sédiments dans le géosynclinal alpin. L'appoint des efforts tectoniques ne doit pas être négligeable mais ceux-ci ont dû se poursuivre durant toute l'évolution des phénomènes et même après, ainsi que le suggère nombre de structures fines des faciès impliqués. Quant aux réchauffements ultérieurs, il faut faire appel à une élévation progressive du gradient géothermique dans ces zones en pleine activité cinématique. La région simplottessinoise, où des dômes calorifiques entraînant jusqu'à la palingénèse des sédiments profonds en des temps alpins, est bien lointaine, mais il se pourrait que dans nos régions des phénomènes équivalents soient latents et "bouillonnent" en profondeur. La présence de tels dômes occultes a d'ailleurs été invoquée dans des régions plus proches : régions du Mont Cenis ou de Cuneo (E. BEDERKE, 1963). Peut-on en faire état à la lumière des analyses pétrographiques précédentes ? La solution serait élégante et fort satisfaisante, mais à vrai dire conjecturale. Il est toutefois bon de la signaler en insistant sur le fait qu'un pas supplémentaire pourrait également être franchi, en imaginant que le

(*) - Ces phases successives simulent un "polymétamorphisme". Il semble toutefois préférable de conserver ce terme pour des transformations séparées par de longues périodes de calme : phénomènes liés à deux orogénèses successives par exemple. En ce qui concerne les termes "rétrograde" ou "progressif", leur emploi est délicat dans le type de métamorphisme d'âge alpin étudié ici. L'évolution est en effet "rétrograde" pour ce qui a trait aux pressions, mais ce n'est plus le cas si l'on considère l'évolution thermique. Devant l'équivoque, et la multiplicité des facteurs qui entrent en jeu, et varient de façons différentes, lors des transformations métamorphiques, on a préféré ne pas utiliser ces qualificatifs.

progressif afflux calorifique profond, nettement indiqué par l'évolution des paragenèses minéralogiques, est aussi un moteur des intenses déformations qui vont de pair avec les recrystallisations.

Selon un tel point de vue, les actions métamorphiques syncinématiques se produisent dans des masses enfouies et enserrées dans la fosse du géosynclinal alpin en pleine évolution, où le gradient thermique va progressivement s'élever, sous l'influence probable des transformations du socle. Les parties hautes de la pile de sédiments accumulés dans la fosse, constituant une part de la charge toujours recherchée lorsqu'il est question du métamorphisme des Schistes lustrés, vont être hors du domaine des recrystallisations. Des études récentes permettent d'envisager que le Flysch à Helminthoïdes pourrait représenter au moins une partie de ces structures. Dans les épisodes paroxysmaux de l'évolution orogénique et de la surrection des masses géosynclinales, toutes ces formations vont être expulsées et transportées sur l'avant pays en nappes plus ou moins compliquées. Les parties non métamorphiques, les plus élevées, iront le plus loin, précédant les parties plus profondes, elles recrystallisées, qui resteront en arrière. Il est établi que l'arrivée des formations crétacées du Flysch à Helminthoïdes sur son avant pays s'est faite au Priabonien. Si l'on admet la suite d'hypothèses énoncées plus haut, le métamorphisme d'âge alpin a dû se produire dans le soubassement primitif de ce Flysch avant la translation de celui-ci vers l'Ouest et probablement pendant ou peu après sa sédimentation. Cela situerait les périodes de recrystallisations au Crétacé.

Cependant, en Vanoise, F. ELLENBERGER admet que le métamorphisme est une "crise très courte", postérieure à la mise en place des nappes. Cela revient à dire que les recrystallisations post-tectoniques sont au plus tard de l'Oligocène inférieur.

On se heurte ainsi à une contradiction que ne vient pas éclaircir le fait que dans le Massif Dora Maira l'existence de nappes de charriages est loin d'être démontrée (voir p. 267). La présence de conglomérats à galets de roches à glaucophane dans les bassins sannoisiens de la région de Barrême n'appartient pas, au contraire, d'arguments définitifs. De tels faciès proviennent certainement des zones alpines internes. On est ainsi conduit à envisager, selon l'hypothèse de F. ELLENBERGER, que les masses qui venaient tout juste d'être métamorphisées, dans un domaine nécessairement profond, étaient dès le Sannoisien en proie à une érosion intense, et jusque dans leur tréfonds.

L'examen de ces points de vue apparemment peu conciliables, amène à suggérer que le métamorphisme oligocène du "géosynclinal de nappes" de Vanoise (qui affecte surtout le substratum fini-paléozoïque et mésozoïque des nappes) n'a rien de commun avec celui des Schistes lustrés. On admettrait alors que celui-ci, antérieur aux charriages, et vraisemblablement au Crétacé supérieur, est lié à une phase embryonnaire de l'évolution orogénique de la chaîne alpine pendant que celui-là, plus récent est lié à sa phase paroxysmale. Un argument à l'appui de cette thèse peut être recherché dans le fait, noté par F. ELLENBERGER que les Schistes lustrés de Vanoise sont plus recrystallisés dans leur partie orientale que dans les zones frontales de la nappe (par exemple dans la klippe du Mont Jovet). Mais il faut admettre alors qu'avant leur transport vers l'Ouest, et même avant leur métamorphisme, les Schistes lustrés possédaient une structure complexe. La klippe avancée du Mont Jovet n'est pas, en effet seulement constituée par des parties hautes de la suite stratigraphique des calcschistes, mais par tous les faciès de leur masse, depuis le Trias jusqu'aux niveaux à ophiolites. Quels que soient ces horizons, ils sont tous aussi peu recrystallisés, à l'inverse des niveaux d'âge équivalents des parties arrières, c'est-à-dire orientales, de la nappe, qui, eux, le sont beaucoup.

On est ainsi amené à penser, dans l'hypothèse d'une transformation des calcschistes par métamorphisme avant charriage, que d'intenses déformations avaient totalement bouleversé la succession stratigraphique normale, avant et pendant leur recrystallisation. Or, il faut constater qu'il existe de multiples plis intrafoliaux, accumulés à l'infini, généralement axés Est Ouest, dans toute la masse calcschisteuse, comme dans les gneiss sous-jacents. Nous verrons ultérieurement que c'est essentiellement à ces plis transversaux à la chaîne que se relie le métamorphisme tant des calcschistes que des gneiss. On pourrait dès lors concevoir que c'est au moment de ces déformations que sont remis en question les équilibres minéraux des masses sédimentaires et leur succession stratigraphique normale. Après expulsion du géosynclinal, ces masses se seraient alors épanchées vers l'Ouest, suivant cette fois un axe longitudinal méridien, et auraient provoqué, entre autres transformations, le métamorphisme des roches constituant

leur nouveau soubassement. On expliquerait ainsi par une dualité chronologique les phénomènes métamorphiques d'âge alpin, et les recristallisations du matériel même de la nappe des Schistes lustrés de Vanoise, qui, étant la cause du métamorphisme, ne peuvent en être également le résultat.

Malheureusement cet âge crétacé hypothétique, de la phase initiale du métamorphisme des roches de nos régions, sans conteste de la période alpine, ne peut être fondé que sur un jeu de raisonnements liés surtout à l'existence des plis intrafoliaux de direction axiale Est Ouest. Dans le territoire étudié, on ne trouve que ces minces arguments : plis intrafoliaux transversaux et roches mésozoïques affectées par ce type de métamorphisme syncinématique. Cela peut-il suffire à résoudre de façon satisfaisante une question qui touche une époque finimésozoïque ou tertiaire, alors que dans le Massif Dora Maira aucune donnée stratigraphique n'est certaine et que les niveaux les plus élevés connus sont au maximum liasiques ?

Il faut cependant noter que dans les Alpes une phase de déformations à plis d'axes Est Ouest est bien connue : elle est antésénonienne. Cet épisode est sensible dans certains niveaux du Flysch à Helminthoïdes, couverture originelle probable des calcschistes piémontais et sédiment syncinématique type, où ses effets sont antérieurs à la mise en place de la nappe et aux déformations ultimes, longitudinales à la chaîne alpine.

III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DE SAMPEYRE.

Avec l'ensemble de Sampeyre, on aborde les faciès de gneiss et micaschistes qui appartiennent en propre au Massif Dora Maira. Peu développé, cet ensemble situé entre celui des calcschistes, au-dessus, et celui de Dronero, au-dessous, a pu souvent être confondu avec ce dernier. En effet, non seulement leurs roches sont souvent très semblables, mais, entre les faciès typiques de l'un ou l'autre ensemble, peuvent exister toutes les transitions lithologiques.

A - Les différents faciès.

1) Principaux faciès constituant l'ensemble de Sampeyre.

Les faciès des roches de l'ensemble de Sampeyre présentent une homogénéité remarquable due à la grande quantité d'un mica verdâtre luisant, présent partout, et à son caractère quartzitique dominant.

La roche caractéristique de l'ensemble est un quartzite micacé, de teinte générale verdâtre pâle, ce qui l'oppose aux quartzites plus blancs susjacentes de l'ensemble des calcschistes. Cela résulte d'une proportion plus importante en micas phengitiques par rapport au quartz, mais il faut déjà noter que tous les intermédiaires existent entre ces deux types de roches. Les micas verdâtres, bien orientés par la foliation, permettent un délit en plaquettes plus ou moins fines, souvent clivables suivant des niveaux particulièrement micacés.

Dans ces quartzites, on peut parfois reconnaître de fines lenticelles quartzeuses atteignant le demi centimètre d'épaisseur et qui apparaissent comme autant de microgalets subsistant souvent en relief sur les affleurements altérés. De même, par passées sporadiques difficiles à individualiser, l'altération argileuse blanchâtre permet d'observer de fines granulations feldspathiques disséminées avec les grains de quartz dans tout le quartzite qui en prend un faciès arkosique. Cet aspect détritique est confirmé par l'apparition localisée mais fréquente de bancs à galets dans les quartzites micacés banaux. Le ciment quartzo-phengitique habituel enrobe des nodules de quartz ou quartzites blancs, de quartz rose, de masses finement cristallines rougeâtres à lie de vin, dont les formes en ellipsoïdes effilés ne cachent pas totalement l'origine détritique. Il n'en est pas de même pour les traînées et "flammes" violâtres ou grises, également cryptocristallines, qui pourraient aussi bien être des lentilles de ségrégation sédimentaire ou métamorphique que des corps détritiques. Quoi qu'il en soit, les aspects présentés dans ces bancs de quartzites conglomératiques polychromes rappellent beaucoup les faciès d'anagénites des bordures de la zone briançonnaise.

Si les quartzites micacés, vraisemblables arénites à grain fin, peuvent localement passer à des faciès grossiers, par perte de quartz ils peuvent également donner des faciès micalitiques. Ceux-ci forment parfois des masses importantes, spongieuses et toujours gorgées d'eau, ce qui en fait des niveaux de choix pour les glissements de terrain (voir par exemple les flancs septentrionaux du Monte Rastcias au Sud de Sampeyre). Il s'agit de micaschistes nacrés à reflets verdâtres, presque uniquement composés de muscovite phengitique en lamelles souvent grandes, replissées sur elles-mêmes en innombrables froissements, de quartz en granules dispersés ou agglomérés en microgalets étirés et lentilles pouvant atteindre la taille du centimètre.

A côté de ces faciès courants qui permettent facilement de reconnaître l'ensemble de Sampeyre dans ses divers gisements, existent quelques faciès accessoires, en passées sporadiques, noyés dans les niveaux précédents. Les plus courants sont les micaschistes quartzitiques à chloritoïde. La masse feuilletée de la roche, ici plus quartzeuse, là plus micacée, toujours verdâtre et nacrée, est mouchetée de petites tablettes (1 mm à 3 ou 4 mm) noires et luisantes. Souvent de tels niveaux, qui ne sont jamais très développés et constituent des accidents dans

la masse quartzitique, sont parsemés de taches rouillées, carbonatées.

Les micaschistes à ankérite ne sont pas très fréquents non plus. Les lits flexueux de phengite verdâtre englobent des lentilles de quartz qui, de temps en temps, sont engluées par les cristaux jaunâtres du carbonate apparaissant ainsi en petits nodules.

Quels que soient ces faciès, ils s'intriquent toujours de façon confuse et il n'est généralement pas possible de tracer des limites entre eux. Toutes les formes transitionnelles existent. Cependant l'ensemble de Sampeyre est bien caractérisé par son faciès dominant : les quartzites micacés verdâtres.

2) Rapports de la formation de Sampeyre avec les autres ensembles.

Dans l'étude de l'ensemble des calcschistes, on aura pu noter que les faciès quartzitiques attribués au Trias inférieur font passage continu aux roches plus micacées, mais tout aussi détritiques et quartzitiques, sur lesquelles elles reposent d'une façon habituelle. Le passage progressif, observable grâce au changement de teinte qui va de pair avec la croissance de la teneur en micas verdâtres du quartzite, est frappant. Il s'ensuit que souvent là où sont les quartzites blancs, existent aussi les faciès verts de Sampeyre. Cela est particulièrement net dans les pincées de l'ensemble mésozoïque coincées dans les gneiss du massif où les quartzites micacés peuvent être également impliqués. Ces derniers jouent alors le même rôle de jalon structural que les faciès de l'ensemble des calcschistes avec lesquels ils sont associés. Souvent, d'ailleurs, on ne peut les en séparer que de façon formelle en vue d'une classification rigoureuse. Sur la carte annexée, dont l'échelle au 1/100 000^{ème} ne permet pas de situer les détails trop fins, ils n'ont d'ailleurs pas toujours pu être différenciés.

De tels passages transitionnels se rencontrent également avec l'ensemble de Dronero. En effet, quand les contacts entre les deux ensembles ne sont pas écrasés et laminés par les processus de déformations en écaillés sur lesquels on reviendra, il est bien difficile de placer une limite qui ne soit pas arbitraire. Cependant, l'ensemble de Dronero, qui comporte entre autres faciès, des horizons détritiques qui font la transition avec l'ensemble de Sampeyre, offre de nombreux et puissants niveaux feldspathiques qui ne se rencontrent pas ici.

En d'autres termes, l'ensemble de Sampeyre représente une solution de continuité entre les masses nettement gneissiques sous-jacentes et la base déritique de la masse des calcschistes qui le surmonte. Cet intermédiaire de modeste puissance peut même, en bien des points, n'avoir jamais existé et il suit en cela les variations déjà constatées dans les masses du Trias inférieur. Bien représenté au Sud du massif dans la région de Sampeyre, où il a environ 200 m, il paraît sinon disparaître, du moins devenir bien mince, dans la partie moyenne du massif. En effet, seulement représenté au niveau du Pellice dans les jalons structuraux pincés, disposition à laquelle sa situation initiale entre matériel gneissique et calcschisteux le prédestinait, sa puissance n'y dépasse jamais la vingtaine de mètres. Au niveau du Chisone, ses faciès sont tellement liés aux quartzites triasiques quand ils existent qu'il est impossible de distinguer leur mince liseré. Quant à la partie septentrionale du massif, au Nord du Rocciavre, elle paraît sur la carte jointe à cet ouvrage ne pas comporter d'affleurements de l'ensemble de Sampeyre. En fait, il semble, au contraire, que les faciès micalitiques et détritiques aient repris là une belle ampleur ; mais, d'une part, en raison de l'absence de quartzites micacés bien caractérisés, d'autre part, à cause de l'abondance des niveaux feldspathiques typiques de l'ensemble de Dronero, on n'a pas cru devoir les dissocier de ce dernier.

Finalement, l'ensemble de Sampeyre apparaît comme une formation intermédiaire et transitoire. Son individualisation est assez arbitraire et formelle ; elle est toutefois utile pour la signification chrono-stratigraphique que vont pouvoir prendre ses faciès détritiques qui passent graduellement à des niveaux réputés mésozoïques d'une part, et aux ensembles gneissiques proprement dits, d'autre part.

B - Pétrographie.

1) Nature du mica de l'ensemble de Sampeyre.

Tout l'ensemble de Sampeyre est caractérisé par la présence en abondance d'un mica très clair, à reflets vert d'eau. Ses paillettes, fines ou grossières, jamais onctueuses, soulignent la foliation des quartzites et mica-schistes. En lame mince, elles sont incolores avec très faible pléochroïsme dans les verts très pâles. Toujours bien cristallisées et homogènes elles montrent un seul très bon clivage comme les micas blancs normaux de type muscovite. Les indices de réfraction extrêmes sont également analogues à ceux de la muscovite ($n_g = 1,59$; $n_p = 1,55$) et il en est de même pour la biréfringence voisine de 0,040. Par contre la biaxie négative de ces phyllites n'est pas constante et sur un même échantillon les différents cristaux présentent des variations depuis $2V = 36^\circ$ (maximum apparent) jusqu'à la parfaite uniaxie. Cette différence par rapport à la muscovite canonique est la seule notable à l'examen optique, mais permet déjà de rapprocher les micas de l'ensemble de Sampeyre des phengites étudiées dans d'autres domaines alpins (R. MICHEL, 1953 ; L. Van der PLAS, 1959).

S. CAILLERE et A. MICHARD (1962) ont récemment pu étudier de plus près ces phyllites de la région de Sampeyre. Ils ont pu préciser, avec l'appui d'analyses chimiques, thermiques et radiocristallographiques, qu'il s'agit bien de micas dioctaédriques de type muscovite d'une variété spéciale hypersiliceuse, pour lesquels ils proposent le nom de "muscovites phengitiques". Ces minéraux trouveraient leur origine, d'après ces auteurs, dans le métamorphisme d'argiles montmorillonitiques nées dans "l'érosion d'éruptions acides sous climat aride, avec lessivage de la soude".

Quoi qu'il en soit, il faut rapprocher ces phyllites des "phengites", qui sont couramment décrites dans la littérature sur les métamorphites alpines. A ce titre on peut donc envisager que les muscovites phengitiques de l'ensemble surtout détritique de Sampeyre ne sont pas des micas flottés, mais bien des produits du métamorphisme, ce que suggère d'ailleurs leur position dans les roches qu'on analysera plus loin. Il faut alors penser, après les travaux de B. VELDE (1965), que ces micas particuliers constituent un indice de transformations sous de basses températures et de hautes pressions.

Une telle particularité du type des recrystallisations dans les Alpes a pu être mise en évidence par l'analyse du métamorphisme d'âge alpin certain de l'ensemble des calcschistes. Elle répondrait à la question posée par S. CAILLERE et A. MICHARD sur l'inhabituelle abondance des muscovites phengitiques dans les niveaux de l'épizone alpine.

2) Les quartzites micacés.

En règle générale, la composition de ces roches se situe autour des pourcentages moyens suivants :

quartz : 50 à 60 %
muscovite phengitique : 35 à 45 %
minéraux accessoires, dont, surtout, feldspaths (feldspath potassique moyen et albite An_5) : 5 à 10 %.

Il existe cependant tous les intermédiaires vers des roches où les micas deviennent prédominants (de 50 à 65 %, et on passe alors aux mica-schistes), ou vers des faciès "arkosiques" où la proportion de feldspaths n'est plus négligeable (jusqu'à 20 % par endroits). De même, le quartz peut l'emporter et on a là toutes les transitions, en particulier avec les quartzites de la base du Trias, étudiés plus haut.

Un exemple type des quartzites micacés moyens peut être pris dans les pentes qui avoisinent le petit hameau de Santa Anna, au Sud de Sampeyre. Mais, des faciès en tous points semblables se rencontrent aussi sur les pentes septentrionales de la Testa di Garitta Nuova, au-dessus du Rifugio Bertorello.

Le quartz est peu marqué par l'orientation générale de la roche. Il se présente en petits granules d'un diamètre moyen de 0,3 mm, aux contours déchiquetés, s'engrenant dans de multiples petits cristaux (0,05 mm) qui paraissent joindre le gros granule à ses voisins. L'extinction du quartz est constamment onduleuse, du moins en ce qui concerne les granules. Les petits cristaux de jonction ont, au contraire, le plus souvent, une extinction franche, même lorsqu'ils s'agglomèrent en petites traînées qui s'allongent dans la foliation.

Cette dernière n'est cependant vraiment matérialisée que par les muscovites phengitiques, dont les caractéristiques ont été données plus haut. Ces phyllites ne forment jamais de lits touffus, mais s'alignent en files discontinues de cristaux aux extrémités souvent effilées, aux clivages généralement un peu tordus, dont la taille excède de peu celle des quartz (0,2 mm sur 0,4 à 0,5 mm).

Les minéraux accessoires sont rares : granules de sphène ou d'apatite, le plus souvent cassés et à contours arrondis.

Beaucoup plus habituels, tout en restant accessoires, sont les feldspaths. Il s'agit de microcline, quadrillé, à extinction onduleuse, très peu altéré mais souvent nourri sur sa périphérie par une auréole plus limpide de fins cristaux automorphes d'albite en échiquier. Ces feldspaths sont habituellement en grains, aux contours arrondis, ou étirés en ellipses dont la taille est deux ou trois fois celle des quartz les plus gros. Cependant, il est fréquent de rencontrer, soit dispersés dans la trame quartzo-phylliteuse, soit aux extrémités des amandes allongées dans la foliation, un morcellement de fins cristaux du même matériel, souvent à peine séparés entre eux par des cassures. Ils s'associent alors avec les fines granulations quartzueuses et de minuscules débris limonitiques, ou plus rarement, épidotiques.

Une telle composition et un pareil arrangement témoignent du métamorphisme dans l'épizone d'arénites siliceuses fines peu feldspathiques, mais largement chargées en argiles.

Encore faut-il signaler ici quelques variations autour de ce faciès type, qui traduisent une sédimentation localement plus arkosique ou plus grossièrement détritique, ainsi que des recristallisations feldspathiques sporadiques plus poussées.

Il est en effet assez courant de rencontrer dans le quartzite micacé homogène de petites lentilles aux contours flous mais qu'enveloppent les micas sans y pénétrer, et qui sont exclusivement composés de quartz dans un habitus identique à celui de la trame. Il est vraisemblable que ces amandes, de composition siliceuse exclusive, sont d'anciens microgalets étirés dans la foliation du quartzite métamorphique.

Les faciès arkosiques ne proviennent que d'une exagération de la proportion des feldspaths potassiques décrits ci-dessus. Ces résidus de microcline se présentent de la même façon que lorsqu'ils sont accidentels, mais peuvent aussi parsemer toute la trame des mouchetures fines de leurs altérations où la séricite est mêlée aux limonites.

Quant aux recristallisations, il s'agit d'albite. Très fraîche, peu maclée, ou surtout selon la loi de Carlsbad, l'albite (An_{5-10}) peut envahir par amas diffus des surfaces importantes de la trame quartzo-miacée (les amas où l'albite va jusqu'à la proportion de 60 % atteignent le demi-centimètre). Ses cristaux ont fréquemment des contours géométriques, mais tendent néanmoins à se mouler sur les quartz dont elle a la taille. Dans les faciès à résidus détritiques de microcline, cet habitus est le même et jamais on ne peut entrevoir de relation génétique entre cette albite et les feldspaths potassiques qui sont cependant enveloppés par une fine pellicule de feldspath sodique. Les faciès albitiques des quartzites sont exceptionnels et constituent de petits accidents dans certains niveaux au Nord de Becetto, ou dans les lambeaux pincés de l'ensemble de Sampeyre, au Nord Ouest du Frioland, sur lesquels nous reviendrons.

3) Les quartzites conglomératiques.

L'origine détritique des quartzites peut être accusée par la présence de microgalets quartzeux de distribution assez générale. Les aspects en ont été envisagés ci-dessus. Mais il existe quelques zones, assez rares et disséminées, où les galets fins, pouvant devenir grossiers n'ont plus une composition exclusivement quartzeuse. On a alors affaire à un véritable conglomérat à éléments de 2 à 3 cm, blancs ou violacés, très dispersés dans un ciment qui n'est autre que le quartzite micacé.

Si les galets à quartz n'offrent pas d'intérêt particulier, par contre les cailloux rouges et violets en ont un en raison de leur composition. Il est possible d'en récolter un échantillonnage varié dans la région même de Sampeyre, soit au Sud, près des affleurements de quartzites de Santa Anna, soit au Nord, dans les falaises des Rocche di Crosa.

Les galets rouges de cette région s'effilent sur leurs bordures dans le ciment quartzo-micacé qui, à proximité du corps étranger, se chargent de mouchetures fines d'oligiste. En effet, le galet lui-même est presque totalement ferruginisé. Au travers des fines granulations d'oxydes de fer, bordées de limonites, souvent agglomérées en masses totalement opaques, se distinguent quelques éléments ruini-formes, corrodés et auréolés d'une pellicule plus dense d'oxydes. Il s'agit, pour l'essentiel, de résidus d'augite, mêlés à quelques cristaux tout aussi abîmés de pistacite et de zoïsite α . Entre ces constituants et leur oblitération ferrugineuse, s'insinuent des linéaments contournés, composés de grands quartz engrenés, à forte extinction onduleuse, et de petits agrégats de zoïsite β non dispersive, enveloppée de plagioclase très frais, finement maclé (oligoclase An_{15}).

Dans quelques cas, il est possible de penser que la répartition des oxydes de fer se calque sur la forme ou les caractéristiques de minéraux préexistants. Groupés en une surface grossièrement quadrangulaire, les granules s'organisent selon des lignes entre lesquelles subsiste le plagioclase frais An_{15} . Celui-ci, comme les oxydes de fer en granules, paraît ainsi occuper la place d'un ancien phénocrystal feldspathique, à partir duquel il aurait pris naissance et dont les clivages, ou plans de macles, guideraient l'imbibition ferrique. Ailleurs, ces oxydes de fer diffusent en petits granules dispersés dans les quartz et oligoclase engrenés, à partir d'une surface grossièrement géométrique, qui elle, est rendue opaque. Cet aspect laisse imaginer la présence d'anciens minéraux ferromagnésiens (pyroxènes ou autres) entièrement ferruginisés.

Les grands quartz à extinction onduleuse et aux contours capricieux, peuvent, quant à eux, prendre l'aspect d'anciens phénocristaux corrodés. Mais cette hypothèse est bien mal vérifiée par les formes subsistantes de ce minéral, qui, jamais globulaires, sont surtout amiboïdes.

De toute façon la teneur de ces galets évoque une roche à phénocristaux, microgrenue ou microlitique peut-être, ou bien des éléments clastiques, essentiellement basiques, fortuitement rassemblés. Par comparaison avec les éléments des roches conglomératiques du "Verrucano" briançonnais, qui a des aspects fort voisins, il est néanmoins possible de voir là des débris très défigurés des faciès dacitiques ou andésitiques du Permien. Mais soulignons la fragilité d'une telle hypothèse fondée sur l'interprétation de résidus très transformés.

Un autre type de faciès conglomératique de l'ensemble de Sampeyre se rencontre au Nord Ouest de Bobbio Pellice, dans les hauts ravins du Val Cruello. La roche est ici massive, peu foliée, et pauvre en micas. A l'affleurement, de petites bosselures centimétriques rosées, irrégulièrement réparties dans un ciment gris blanchâtre, attirent l'attention : ce sont des galets.

En effet, l'étude microscopique montre que ces nodules sont parfaitement délimités, ronds ou ovalaires et uniquement composés par des cristaux de quartz régulièrement engrenés. Quant à la pâte, elle est fine (grains de 0,3 à 0,1 mm) et constituée par une trame grano-blastique peu orientée et isogranulaire de quartz et albite en proportion égale. Le quartz y

présente rarement l'extinction onduleuse, l'albite, peu ou pas maclée, inclut toujours de fines paillettes de zoïsite. Sur cette régulière mésostase, tranchent quelques baguettes de tremolite, de rares paillettes de séricite, des amas de granules d'oxydes de fer et de sphène et quelques individus d'apatite et d'une chlorite très pâle, non dispersive. Mais le caractère dominant de ce ciment est représenté par d'innombrables baguettes (0,05 mm) de zoïsite qui, parfois amassées en petits agrégats, oblitèrent tous les autres constituants et semblent s'y superposer.

Cette zoïsite sans dispersion paraît correspondre exactement, par son gisement et ses caractéristiques, à celle décrite avec grands détails par P. TERMIER (Bull. Soc. fr. Minéralogie, 1898, p. 148-170) : il s'agit du type désigné par cet auteur, sous le terme zoïsite β .

Ces faciès plus grossièrement détritiques de l'ensemble de Sampeyre confirment l'origine des quartzites micacés qui leur sont un ciment. Ils permettent en outre des comparaisons utiles avec les roches moins métamorphiques de zones plus externes (Acceglio ou Briançonnais), ce qui prendra de l'importance dans l'interprétation chronostratigraphique de ces niveaux. Ils soulignent enfin, en raison de la faible évolution des roches qui constituent les galets, ou par les paragenèses minérales rencontrées dans les ciments non exclusivement quartzomiacés, que les recristallisations de ces niveaux se sont effectuées dans l'épizone élevée.

4) Les micaschistes.

Nacrés ou verdâtre-clair, à fines ou grandes lamelles micacées, avec ou sans nodules et lentilles quartzieuses, les micaschistes présentent toutes les transitions avec les quartzites micacés, conglomératiques ou non. Au contraire de ceux-ci, qui se clivent en régulières lames parallèles, les micaschistes sont souvent extrêmement plissotés. Lorsque ce caractère n'apparaît pas sur l'échantillon, il est fréquent de le reconnaître à l'étude microscopique.

De bons exemples de ces micaschistes peuvent être pris aux environs même de Sampeyre, sur les flancs nord du Monte Rastcias, ou sur les diverses crêtes de la Testa di Garitta Nuova.

En lames minces, ces roches montrent que les muscovites phengitiques ont pris le pas sur le quartz. Celui-ci ne constitue plus que des lits minces, discontinus, où il est engrené en cristaux ayant une nette tendance à être allongés. Il est toujours mêlé à des paillettes micacées qui, le plus souvent, s'organisent en lits où elles s'enchevêtrent, et en minuscules plis en accordéon. Ces phengites, parfois morcelées en très fines lamelles agrégées en amas confus, ressoudées par le quartz, sont souvent associées à des feuillets flexueux de clinocllore et parsemées de nombreux granules de sphène et d'oxydes de fer.

A côté de ces constituants habituels, se rencontrent quelques minéraux plus accidentels. L'albite (An_5) peut être très localement présente. Toujours peu maclée, en cristaux sub-automorphes, elle constitue habituellement comme un ciment, associée au quartz, aux fins morcellements de phengite et clinocllore. En règle générale, elle semble corroder les lits phengitiques.

L'ankérite, très limoniteuse forme généralement quelques amas millimétriques, épais et très dispersés, où elle s'associe à des paillettes de chlorite et des granules d'oxydes de fer.

Mais les éléments détritiques existent aussi dans les micaschistes. Ce sont des microgalets, étirés en lentilles, exclusivement quartzieux, ou des cristaux isolés, peu altérés et morcelés, de microcline quadrillé. A tous égards, ces corps étrangers se présentent ici de la même façon que dans les quartzites.

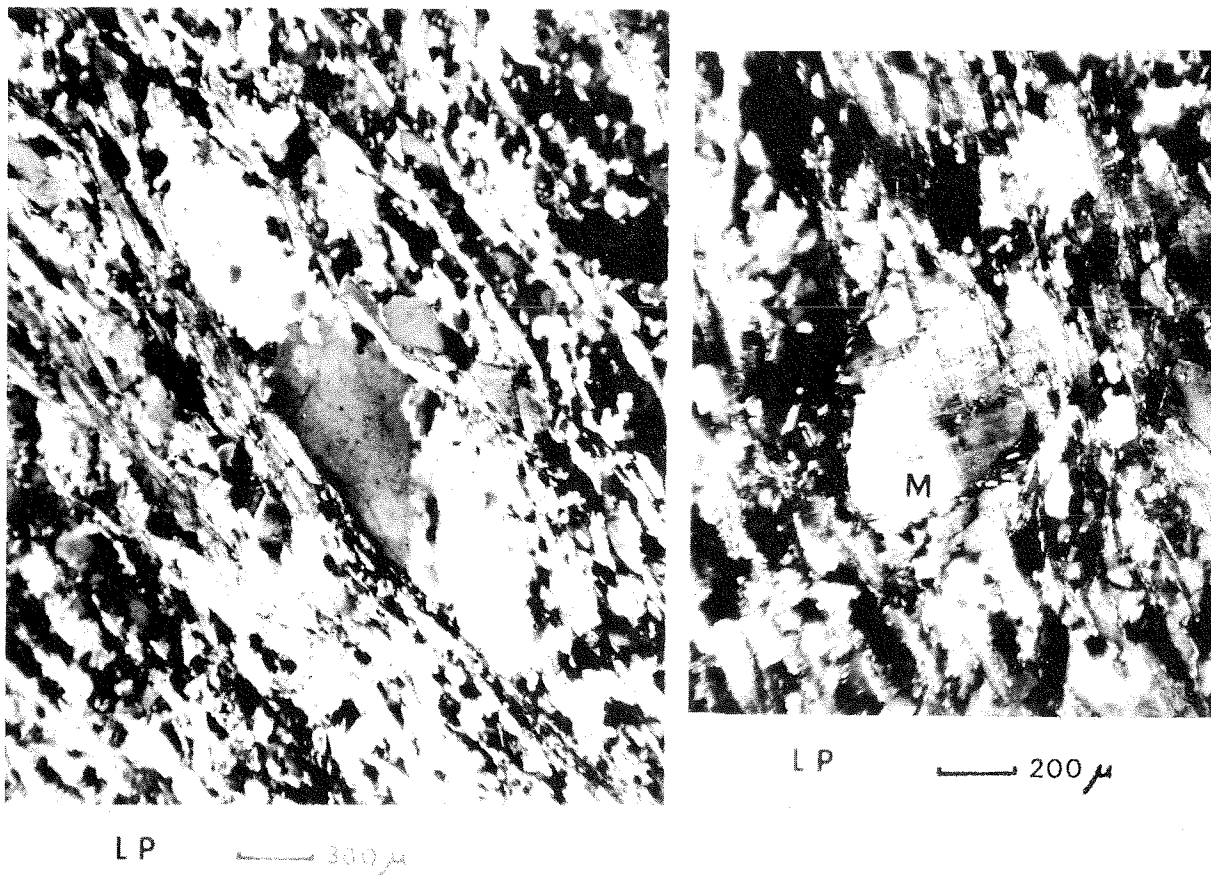


Fig. 7 - Micrographie des microgalets quartzitiques des micaschistes quartzitiques.
Noter aussi la présence (M) d'un débris de feldspath potassique.

Ainsi, les micaschistes constituent simplement une variation surmicacée des quartzites. Il est dès lors facile d'admettre que ce sont des faciès détritiques très argileux et peu ferrugineux de la même formation qui donnèrent, par métamorphisme de bas degré, ces schistes cristallins riches en phengite. De l'existence de ce minéral, on peut inférer également qu'ici comme là, de fortes pressions régnaient lors des recrystallisations. Cependant, le morcellement fréquent des micas, repris par albite et quartz, paraît indiquer une évolution ultérieure que montrera mieux les faciès accessoires, à chloritoïde par exemple.

Grâce à une analyse chimique de ces niveaux homogènes de l'ensemble de Sampeyre, quelques précisions quant à la roche mère et aux transformations subies, peuvent être apportées. L'analyse a porté sur un micaschiste quartzitique de Santa Anna du Sud de Sampeyre :

Analyse n° 3 : Micaschiste quartzitique des environs de Sampeyre. Echantillon PV 373 C. (Analyse nouvelle B. USELLE, Grenoble 1965).

Si O ₂	78,85
Al ₂ O ₃	10,55
Fe ₂ O ₃	2,25
Fe O	0,45
Mg O	1,50
Ca O	0,30
Na ₂ O	0,05
K ₂ O	3,80
Ti O ₂	0,35
P ₂ O ₅	0,30
Mn O	traces
H ₂ O+	1,70
H ₂ O-	0,10
<hr/>	
Total	100,20

L'examen de cette analyse est particulièrement instructif à plusieurs titres. Constatons tout d'abord l'énorme valeur du rapport K_2O/Na_2O (= 75) qui est extrêmement caractéristique et que l'on peut rapprocher de ceux donnés par plusieurs faciès détritiques du Briançonnais. Les comparaisons avec ces derniers ressortent beaucoup mieux sur les diagrammes de concentration A C F ou A'K F, préconisés par WINKLER. (voir Fig. 8). En recalculant, à partir des analyses de roches du Permo-Trias, du Permien et du Carbonifère briançonnais, données par F. ELLENBERGER (1958), J. FABRE (1958) et R. FEYS (1957), les valeurs utiles à la construction de ces diagrammes, il est facile d'établir un parallèle avec les résultats obtenus par l'analyse des micaschistes quartzitiques de Sampeyre.

On constate tout d'abord que la plupart de ces roches appartiennent au domaine des faciès pélitiques riches en alumine et plus particulièrement au groupe des argilites d'origine continentale subtropicale (cf. WINKLER p. 48). Il est naturellement fait abstraction sur ces représentations de SiO_2 . Par contre, elles mettent en évidence le fait que les teneurs en K_2O du plus grand nombre de ces faciès ne sont pas négligeables (ce qui est une autre façon de traduire la haute valeur du rapport K_2O/Na_2O) mais sont tout de même fort éloignées des domaines où se situeraient les roches granitiques. Il ne saurait donc être question de voir dans les faciès de Sampeyre des transformations de granites par un dynamométamorphisme poussé à très haut degré.

Enfin, il faut mentionner dès maintenant un fait qui prendra plus loin de l'importance dans l'interprétation chronostratigraphique des ensembles du Massif Dora Maira : les micaschistes de Sampeyre s'intègrent parfaitement à un groupement où sont surtout représentés les faciès permien et permo-triasiques des régions voisines. Cela paraît justifier le rapprochement évoqué plus haut entre les niveaux conglomératiques de Sampeyre et le Verrucano briançonnais.

En ce qui concerne les recristallisations, la roche de Sampeyre se situe dans un domaine où les paragenèses sont à montmorillonite et muscovite, chloritoïde et épidote. Cela correspond entièrement à ce qui est vérifié à l'analyse microscopique et, comme pour l'ensemble des calcschistes, les roches de Sampeyre appartiennent au sous-faciès minéralogique à quartz-albite-muscovite et chlorite du faciès des Schistes verts. Ici comme là, souligné par la présence de muscovite phengitique et de chloritoïde, minéraux de haute pression de température relativement basse, nous sommes dans le domaine d'une série de faciès de type Barrovian (A. MIYASHIRO, 1961 ; H.G.F. WINKLER, 1965).

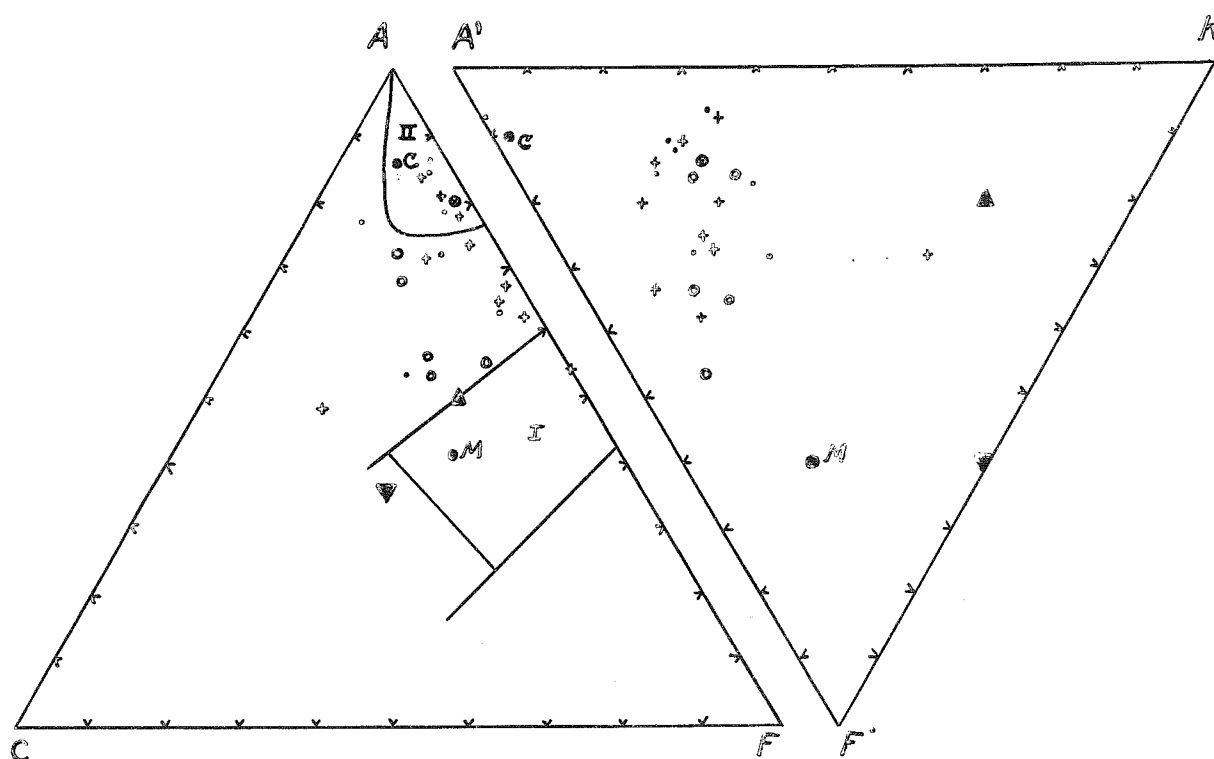


Fig. 8 - Diagrammes ACF et A'KF de WINKLER, montrant l'origine continentale subtropicale des faciès de l'ensemble de Sampeyre.

I = Domaine des argilites pauvres en Al_2O_3 - ● M = argilites marines.

II = Domaine des argilites riches en Al_2O_3 - ● C = argilites continentales de la ceinture tropicale.

⊙ = Micaschistes quartzitiques de Sampeyre (analyse n° 3).

• : Schistes et grès plus ou moins conglomératiques du Permo-Trias alpin (analyses F. ELLENBERGER, R. FEYS, J. FABRE).

+ : Schistes et grès plus ou moins conglomératiques du Stéphano-Permien.

⊙ : Schistes et grès plus ou moins conglomératiques du Houiller (Stéphanien inférieur-Westphalien).

▲ : Granites alcalins.

▼ : Granodiorites.

5) Les faciès accessoires.

Ces faciès sont à vrai dire dispersés dans l'ensemble de Sampeyre où ils apparaissent, sans doute sous le contrôle de la composition initiale du sédiment, par traînées intimement liées aux quartzites et micaschistes banaux. Leur étude va permettre de préciser l'évolution des recrystallisations étudiées ci-dessus et déjà circonscrites à un domaine précis.

Ces roches peuvent présenter aussi bien un caractère dominant de quartzites que celui de micaschistes.

Parmi les faciès quartzitiques, les paragenèses à chloritoïde ne sont pas rares. De bons exemples seront pris dans les falaises de l'Alpage de Pian Croesio, au Nord de la Testa di Garitta Nuova, où, dans les quartzites nacrés, apparaissent des lits finement mouchetés de noir. Ces mouchetures sombres sont des cristaux de chloritoïde.

Le quartz est en plages irrégulières, toujours bien engrenées, sans orientation nette, mais fréquemment à extinction onduleuse.

La phengite se distribue en lits fins de paillettes, souvent longues, mais toujours enchevêtrées. Cette disposition est localement exagérée par l'existence de microplis intrafoliaux, où les lames du mica blanc sont à la fois tordues (et dessinent le pli) et en régulière orientation planaire (et concrétisent le plan axial du pli). Ces grandes paillettes de phengite sont très souvent dilacérées en amas de fines particules désordonnées, manifeste morcellement dans des déformations postérieures aux premières recrystallisations. Mais celles-ci se poursuivent pendant et après les efforts dynamiques, comme en témoignent à la fois un fin ciment quartzeux, et de nouvelles et longues lamelles de micas blancs, associées à des feuillettes de clinochlore, rarement déformés, qui se superposent à la fine purée minérale initiale.

C'est également dans les lits phengitiques que se rencontrent les cristaux de chloritoïde. Ils sont souvent automorphes, poecilittiques et zonés, mais, plus fréquemment encore, cassés, étirés, morcelés et altérés. Dans les fissures, recrystallise le quartz qui peut ne laisser subsister qu'un squelette du minéral préexistant. Quant aux altérations, elles se traduisent par la naissance de

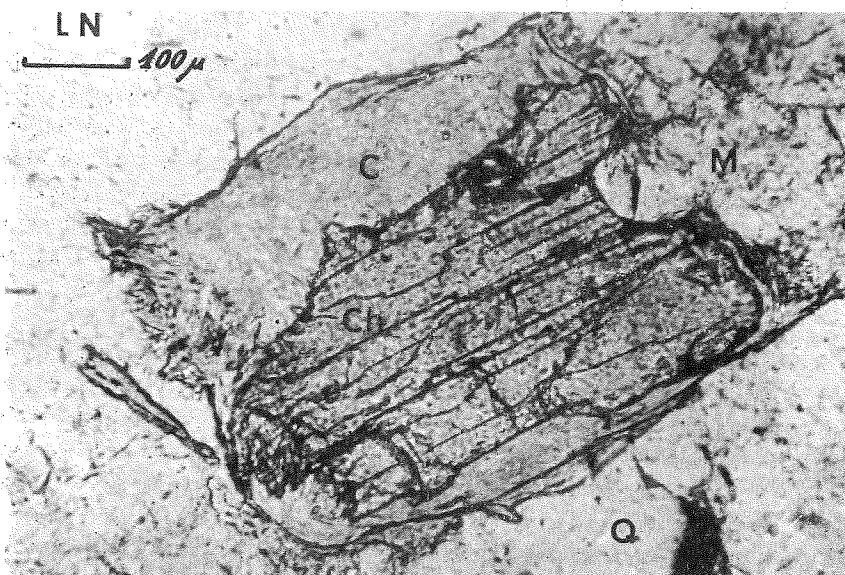


Fig. 9 - Micrographie des transformations du chloritoïde.

Q = Quartz - M = phengite - Ch = chloritoïde - C = chlorite.

clinochlore qui se développe aux dépens du chloritoïde, soit en un feutrage qui l'enveloppe et s'insinue dans ses clivages, soit en le remplaçant presque totalement en grandes plages polycristallines, où ne subsistent que quelques granules chloritoïdiques. Avec la chlorite, se mêlent parfois quelques fines lames de mica blanc et presque toujours des granules de sphène et d'oxydes de fer.

Les faciès à chloritoïde, qui schématisent bien l'évolution pluriphasée du métamorphisme de ces roches, ne sont pas fréquents dans l'ensemble de Sampeyre. Dans la région de la Varaita, ils n'ont été rencontrés qu'en minces niveaux, dans les contreforts de la Garitta Nuova, mais jamais plus au Nord. Dans les minces lambeaux qui s'échelonnent entre le Monte Frioland et le Pellice, parmi les faciès habituels, on ne trouve en fait de faciès accessoires que des horizons minces et sporadiques où apparaissent des grenats, de la biotite et de l'albite.

Près des Grangie della Gianna, le lambeau de quartzites micacés pincé, sous la masse des calcschistes, montre quelques zones micaschisteuses dont les composants banaux sont englués par des ocelles d'albite. Le plagioclase sodique est à contours arrondis, non maculé, ou rarement, selon la loi de Carlsbad, très poecilitique (quartz et phengite). Ces cristaux à l'aspect spongieux se distribuent sans ordre et surgissent à l'improviste au sein de la trame quartzo-micacée sur laquelle ils se surimposent ou qu'ils écartent.

Les lits micacés, nettement individualisés, sont très souvent constellés de traînées de granules fins : épidote et sphène avec de l'apatite plus rare. Le mica est la phengite habituelle très rarement associée à des chlorites mais très souvent à une biotite. Celle-ci est très particulière, verte le plus souvent ou parfois brun acajou, à pléochroïsme très intense. Elle se dispose toujours en une succession de lamelles alternant avec celles de phengite. Très fréquemment, cette association est disposée de telle sorte que ses clivages sont transversaux à l'aplatissement des lits et paillettes phengitiques courants.

Dans ces niveaux quartzo-micaschisteux apparaissent quelques nodules ellipsoïdaux, dont la taille atteint le centimètre. Au microscope, ils se révèlent constitués par un fin agglomérat de quartz et albite non maculée, en association diablastique, tout en étant saupoudrée de fines paillettes de séricite (?). Sur les bords des nodules, les cristaux d'albite sont mieux individualisés et seuls. Dans quelques cas, on peut s'apercevoir que ces nodules représentent le terme ultime du démantèlement de microcline dont il subsiste parfois quelques restes difficiles à reconnaître. Ce sont les morceaux de feldspaths détritiques déjà signalés dans les roches de la région de Sampeyre, mais ici très abîmés par les recristallisations.

Dans le haut Val Carbonieri, entre les alpages de la Rossa et Pralapia, les niveaux de l'ensemble de Sampeyre répondent exactement au type à albite et détritiques potassiques dont il est question ci-dessus. Les morceaux de microcline, ou les amas nés de leur recristallisation commençante, ont toutefois mieux conservé leur aspect déritique à angles émoussés. De plus, les phyllites colorées sont ici exclusivement du faciès brun acajou, mais leur disposition entremêlée aux lames de phengite qui souvent se colorent progressivement sur leurs extrémités, est toujours la même. Notons enfin, avec l'habituelle absence de chlorite dans ces niveaux particuliers, la timide apparition de petits grenats, toujours fendillés, aux fissures colmatées par un feutrage ténu de biotite acajou.

Ces faciès accessoires diffèrent donc bien peu des roches habituelles de l'ensemble. Ce sont encore des niveaux initialement détritiques, à ciment argileux. Là aussi, des zones arkosiques subsistent, mais tout a été fortement remanié par les recristallisations. Si l'on en croit les associations minérales rencontrées qui permettent simplement par leur plus grande diversité de préciser l'évolution métamorphique de ces roches, les transformations subies sont cependant partout équivalentes. La composition initiale, sans doute de la phase argileuse, de ces horizons détritiques, est responsable des quelques variations constatées. Il est probable que des pélites pauvres en éléments alcalins et en Mg, mais plus riches en Al et Fe, permirent la cristallisation de chloritoïde, puis de chlorite, de même que la richesse en alcalins initiaux a dû commander l'apparition d'albite. De toutes façons, il se confirme que l'ensemble de Sampeyre a subi les atteintes, dans tous ses faciès, d'un métamorphisme d'épizone pendant lequel, au moins en un premier temps, régnait de fortes pressions. Les niveaux à chloritoïde

et phengite l'indiquent clairement. Mais se révèlent aussi des phénomènes ultérieurs, où s'entame le démantèlement des premiers cristaux formés et apparaît la biotite.

Il faut donc en déduire que l'histoire du métamorphisme de l'ensemble de Sampeyre se calque assez bien sur celle des calcschistes qui, par des températures progressivement croissantes va de pressions très fortes à des pressions plus modérées.

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble de Sampeyre.

1) Les sédiments initiaux.

L'ensemble de Sampeyre est constitué par un complexe de roches détritiques peu grossières, à ciment argileux dont l'homogénéité lithologique est remarquable. Il doit être rapporté à un domaine de sédimentation de pélites alumineuses d'origine continentale subtropicale. Le matériel érodé que l'on retrouve sous forme d'apports graveleux, désordonnés et sporadiques vérifie ce point de vue. Il s'agit, en effet, de débris de masses éruptives diverses, dont la ferruginisation, la faible altération (feldspaths potassiques conservés, montmorillonites en place de kaolinite), témoignent du climat aride et du drainage déficient qui régnaient lors du dépôt de ces masses détritiques.

La régularité initiale de tels sédiments ne devait pas être bien grande, mais elle fut par la suite encore plus troublée. D'intenses déformations provoquèrent au sein de l'ensemble des plissements de type isoclinal contemporains et immédiatement antérieurs aux recrystallisations. Ces phénomènes sont attestés par les innombrables replis intrafoliaux, surtout nets dans les horizons plus micacés. La succession des "couches" observées ne correspond donc plus à l'ordre originel des strates. Aussi, cet ensemble de Sampeyre ne peut-il pas exactement s'assimiler à une "formation", unité lithostratigraphique fondamentale. Il reste cependant que, par leur position dans le massif ou par leurs relations avec les ensembles des calcschistes ou de Dronero, les faciès détritiques de Sampeyre constituent un tout stratigraphique. Nous verrons ultérieurement que, de ce fait, il est raisonnable de les faire correspondre à un élément homogène de la chronostratigraphie locale.

Les sédiments continentaux de l'ensemble de Sampeyre sont nécessairement locaux et dispersés. S'ils fournissent parfois une belle transition entre les niveaux de Dronero et les quartzites blancs de la base des calcschistes, ils peuvent manquer et nous avons vu précédemment qu'entre la "bargioline" du sommet du Bracco et les "gneiss de Luserna" de sa base il n'y avait aucun hiatus. Ainsi, l'ensemble de Sampeyre devient un jalon sporadique, menant par des faciès détritiques continentaux aux dépôts sableux plus réguliers, réputés triasiques, qui évoquent au contraire une sédimentation de vaste bassin aqueux.

Il est possible d'ailleurs que les quartzites micacés de Sampeyre soient un prélude à la plus grande extension des bassins ultérieurs. C'est justement là où ils apparaissent que les dépôts triasiques sont également représentés. Mais leur intime association à des faciès très semblables qui appartiennent à l'ensemble de Dronero ne permet que de les considérer comme le reflet d'un régime transitoire. Celui-ci ne peut être cependant éludé car il souligne l'importance de la période qui sépare les ensembles gneissiques des dépôts mésozoïques et en précise le climat sédimentologique.

2) Les recrystallisations.

Les dépôts détritiques de l'ensemble de Sampeyre ont été ultérieurement transformés par un métamorphisme d'épizone dont les actions ont joué avant, pendant et après de puissantes déformations.

Dans un premier stade d'enfouissement, des conditions de hautes pressions et températures relativement basses provoquent la cristallisation de phengite et chloritoïde aux dépens de la phase argileuse. Au fur et à mesure que naissent ces minéraux s'établit un régime de plissement isoclinal très serré qui entraîne le bris et la déformation des

premières recrystallisations. Cette phase se produit dans un domaine qui permet aux créations minérales de se poursuivre. Les mouvements internes, auxquels sont soumis les matériaux, réorganisent les anciens minéraux et les morcellent, mais créent aussi de nouveaux plans de discontinuité suivant lesquels s'orientent une deuxième génération de phengite. A ce niveau, le mica est associé à des chlorites et le chloritoïde, brisé et étiré, tend lui-même à être remplacé par le clinocllore. A cet épisode correspond un accroissement notable de température car des épidotes et de rares grenats se forment pendant que la déstabilisation du chloritoïde qui subsiste mais ne réunit pas les conditions convenables pour cristalliser, paraît indiquer une relative dissipation des hautes pressions. Dans un stade ultime, la montée calorifique va s'accuser : la biotite apparaît et remplace la chlorite sous ses faciès particuliers, verts et brun acajou, qui marquent son domaine débutant.

En conclusion toute l'histoire schématisée de ses paragenèses minérales, situe l'ensemble de Sampeyre dans une série à faciès métamorphique de type Barrovian. Le faciès Schistes verts de cette série évolue progressivement depuis son sous-faciès de basse température B-1-1 à quartz-albite-muscovite-chlorite jusqu'au sous-faciès de température plus élevée B-1-2 à quartz-albite-épidote-biotite.

Cette succession de conditions différentes du métamorphisme permet d'établir un étroit parallèle entre l'évolution du présent ensemble et celle de l'ensemble des calcschistes. Il s'agit d'une série unique à faciès métamorphiques équivalents, dont les paragenèses et déstabilisations de minéraux s'expliquent par la seule intervention du métamorphisme d'âge alpin. Notons, toutefois, que l'épisode des Schistes verts glaucophaniques paraît absent dans l'évolution métamorphique de l'ensemble de Sampeyre, ce qui peut être dû à une composition chimique particulière de ses roches.

Stratigraphiquement bien relié à l'ensemble mésozoïque, l'ensemble de Sampeyre ne s'en sépare pas non plus par son évolution métamorphique.

IV - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DE DRONERO.

Cet ensemble se situe sous celui de Sampeyre et au-dessus de ceux de Pinerolo et des gneiss glanduleux. Son individualisation par rapport à certains niveaux quartzitiques de l'ensemble des calcschistes et surtout par rapport aux masses détritiques de l'ensemble de Sampeyre est assez théorique. Il existe en effet entre tous ces niveaux diversément quartzitiques et conglomératiques toute une série de transitions.

L'énorme développement des muscovites phengitiques a permis la distinction de l'ensemble de Sampeyre, mais pour l'ensemble de Dronero d'autres critères doivent intervenir. Si par exemple les micas blancs verdâtres y persistent en abondance, jamais ici les faciès ne sont aussi typiquement quartzitiques que dans les ensembles précédents et de plus la proportion des feldspaths y prend une réelle importance. Aussi pouvons-nous fixer conventionnellement la limite supérieure de l'ensemble de Dronero à partir de la disparition des quartzites micacés qui sont relayés par les faciès feldspathiques à l'aspect de gneiss ceillés.

A - Les différents faciès.

Les roches de l'ensemble de Dronero ne présentent pas le caractère d'homogénéité qu'ont les faciès détritiques de Sampeyre. Pourtant, par transitions graduelles, elles ont toutes un air de famille que leur donnent les micas verdâtres et leurs habituelles dispositions en "couches" régulières. Mais il ne faut pas cacher que ces rapports sont souvent trompeurs et une étude précise montre qu'il y a des convergences de faciès entre ces niveaux et ceux des autres ensembles, ou bien que sous une apparente monotonie existent de grandes variétés d'origine.

Il reste que le trait commun des faciès constituant l'ensemble de Dronero est la constante liaison des roches à caractères éruptifs avec celles à caractères détritiques. L'homogénéisation cinématique et métamorphique n'est pas suffisante pour oblitérer totalement ces associations typiques.

1) Principaux faciès constituant l'ensemble.

a) Les faciès détritiques fins et micaschisteux clairs.

Dans une grande mesure ces faciès sont identiques aux micaschistes conglomératiques de l'ensemble de Sampeyre dont ils ne se séparent que par leur cadre où abondent les faciès gneissiques. Ce sont des schistes cristallins très leucocrates, très riches en micas blancs et parfois en quartz, à nombreux niveaux à chloritoïde et qui se délitent très facilement. Sur les affleurements altérés et exposés aux intempéries, de nombreuses bosselures subsistent en relief : ce sont de fins galets quartzeux, en dragées, ne dépassant guère le centimètre. Cet aspect est extrêmement banal et se rencontre dans toute l'étendue de l'ensemble en minces niveaux fugaces intercalés au sein des autres faciès.

Les micaschistes quartzito-conglomératiques peuvent cependant prendre une plus grande importance sous la forme extrêmement typique de micaschistes argentés, simple variation du faciès commun.

Les micaschistes argentés s'associent presque toujours aux "porphyroïdes arkosiques" dont il sera question plus loin. Ils sont abondants au Sud de Brossasco dans le Val Mala ou dans les masses de la Cara Saettiva au-dessus du Val Sangone, mais prennent vraiment toute leur puissance aux environs de Montoso et dans la région du Val Luserna. Très altérables, ils affleurent généralement mal, recouverts qu'ils sont de terre végétale et d'une végétation dense mais aussi d'éboulis ou de grosses masses solifluées. Leur consistance mécanique, surtout lorsqu'ils se gorgent d'humidité, les prédispose à ce rôle. Mais dans tous les travaux de terrassement récents, comme les

tranchées de routes nouvellement ouvertes, la teinte très blanche de ces micaschistes les signale immédiatement. Sur de tels affleurements ils sont très feuilletés, souvent plissotés sur eux-mêmes, et ont un aspect poudreux et luisant plutôt que talqueux. Les paillettes de mica blanc agglomérés en lits flexueux sertissent de minces lamelles quartzieuses. Ça et là, le quartz peut être amassé en lenticelles centimétriques, parfois replissées sur elles-mêmes et dont il est difficile de dire s'il s'agit de silice d'exsudation métamorphique ou de galets. Si ce sont des galets, comme cela paraît fréquemment le cas, ils constituent alors des passées sporadiques vite noyées dans la masse micalitique. De place en place, se rencontrent aussi quelques bancs ou lentilles métriques de quartzites purs ou de "porphyroïdes arkosiques" (de type gneiss de Luserna). Parfois, mais cela est rare, entre les feuillets micacés, s'intercalent de très minces niveaux (2 à 5 millimètres d'épaisseur) charbonneux.

Dans ces micaschistes argentés, les faciès à nodules ne sont pas rares. Ce sont alors des lamelles flexueuses de quartz qui enveloppent de petits noyaux ellipsoïdaux uniquement constitués de micas. L'observation attentive y révèle une disposition en replis aplatis et à charnières gonflées, très analogue à celle que l'on rencontre dans certains calcschistes ou micaschistes à chloritoïde des autres ensembles.

Certains niveaux de ces micaschistes présentent la particularité de contenir des granules quartzieux (0,5 cm de diamètre moyen), très limpides et de couleur bleutée à violacée. Ces faciès microconglomératiques se rencontrent généralement auprès des porphyroïdes (dont il sera question ci-dessous) auxquels ils paraissent emprunter nombre de leurs constituants.

Soulignons enfin que sur les affleurements frais de micaschistes argentés, l'altération en argile paraît immédiate. Le simple morcellement du matériau par les intempéries d'une saison produit la sédimentation dans les trous et bas-fonds environnants d'un produit au toucher savonneux, à la consistance plastique et coloration d'un mastic frais. L'aspect macroscopique du micaschiste où les paillettes de muscovite paraissent de bonne taille est donc trompeur : il s'agit d'agglomérats de très fines particules, immédiatement dissociables, qui répondraient mieux à la définition des séricités. En fait, l'étude minéralogique montrera que ce mica est encore plus complexe.

b) Les gneiss fins.

Ces faciès forment des falaises et ressauts réguliers qui ressortent toujours bien dans le paysage. Ce sont en effet des roches résistantes, au débit en dalles grossières, relativement peu micacées et pour cela ternes et massives. Dès l'abord, l'aspect est celui d'un grès : faiblement orientée par les phyllites en quantité modérée, la trame de la roche apparaît constituée par une association de granules arrondis de quartz et de feldspaths millimétriques. Il s'agit donc d'un gneiss dont la fine homogénéité granulométrique a toujours frappé les observateurs qui, jadis, lui donnèrent la dénomination de "gneiss minuti" (*) souvent affectée du qualificatif très descriptif de "psammitique". Ils sont de teinte généralement sombre, fonction de la teneur en minéraux ferromagnésiens : biotite, amphibole, chlorite et chloritoïde, mais aussi de celle du feldspath. Celui-ci peut en effet constituer de petits ocelles, enveloppés de chlorite, atteignant le demi-centimètre, dont la répartition rappelle la texture des prasinites. Ces gneiss sont pour cela souvent qualifiés "d'ovarditiques".

Il n'est pas rare de rencontrer sur les surfaces de foliation des gneiss fins, de minces et régulières cannelures qui définissent une remarquable linéation. Mais quand celle-ci existe sur la roche, la proportion en phyllites est plus grande qu'à l'accoutumée. Cette variation vers des termes plus micacés peut d'ailleurs s'exagérer au point d'arriver à un véritable micaschiste où prévalent les phyllites. Celles-ci sont en général groupées en nodules qui, au même titre que ceux déjà rencontrés dans les calcschistes ou dans les micaschistes clairs déjà vus plus haut, sont des microplis semblables refermés sur eux-mêmes et aplatis. Chacun de ces agrégats phylliteux, plus ou moins proche de son voisin, est serti dans une sorte de ciment surtout quartzieux mais qui a souvent exactement l'aspect et la composition du gneiss fin. Il y a donc une intrication intime de ces faciès de micaschistes avec les gneiss. Elle est telle que sur un affleurement de quelques mètres carrés il n'est parfois pas possible de définir

(*) - gneiss minuti = gneiss fins.

simplement la roche qui le constitue.

Malgré ces oscillations entre un pôle gneissique franc et un pôle micaschisteux, les faciès des gneiss fins sont extrêmement monotones. Leurs dalles grises régulières laissent bien rarement reconnaître des repères ou des différenciations cartographiables. Pourtant, en plusieurs zones d'étendue respectable, ces roches peuvent se charger de matière charbonneuse. Les composants et la texture restent identiques mais la roche devient sombre ou même très noire, soit d'une façon tout à fait progressive, soit par brusques passées tôt interrompues. Les concentrations graphitiques qui tachent les doigts y sont toutefois rares mais existent sporadiquement. Le faciès obtenu est alors souvent difficile à distinguer de ceux que présente l'ensemble graphitique de Pinerolo que nous étudierons plus loin.

c) Les "porphyroïdes arkosiques" ou gneiss de Luserna.

Sont rangés sous cette appellation, (1) toute une série de faciès tantôt massifs, tantôt plus feuilletés, toujours riches en feldspaths potassiques granuleux, en quartz et en micas verdâtres qui donnent leur coloration claire à la roche. Ils correspondent en grande partie à ce que les rédacteurs de la carte géologique italienne au 1/100 000ème ont désigné sous la formule de "gneiss granulari in lastre", (2) et sont bien connus dans le vocabulaire des matériaux de construction locaux sous le nom de "pierre de Luserna".

Il s'agit de roches à texture gneissique souvent finement foliée, fonction de l'abondance des lits micacés blanc verdâtre. Elles apparaissent dans le paysage en grands entablements réguliers, dus à leur débit en plaques, qui les rend extrêmement caractéristiques et permet leur exploitation intensive en bien des points, spécialement dans la région de Montoso ou celle du Val Luserna.

Leurs "bancs" sont régulièrement alternés, au moins en première approximation. En effet, de nombreux plis couchés dont la taille va du décimètre au décamètre et les axes constamment Est Ouest, sont habituellement empilés les uns sur les autres dans toute leur masse. Il s'ensuit que les porphyroïdes arkosiques semblent constituer des épaisseurs considérables qui ne sont qu'illusoire. Si l'on tient compte des multiples replis indéfiniment répétés, il faut en général diviser par 5 ou 6 la puissance apparente de ces niveaux pour obtenir une valeur approximative de leur puissance réelle.

Malgré ces complications structurales et la multiplication des niveaux équivalents, la belle régularité des dalles de pierre de Luserna est rarement troublée. En effet, toutes ces roches sont déformées en plis intrafoliaux (voir analyse structurale p. 199), dont les plans axiaux constituent la surface de foliation suivie par les carriers pour cliver leurs "lastre". Cette régularité du débit est également conservée dans l'aspect lithologique des niveaux superposés qui forment ainsi des bancs. La composition de ces derniers est peu variée : quartz, feldspaths et micas en sont les constituants essentiels. La diversification réside dans la granulométrie ou dans la proportion relative des trois minéraux : un niveau riche en feldspaths fera suite à un autre où le quartz et les micas prévalent ; un lit dont les cristaux feldspathiques atteignent la taille de deux centimètres et lui donnent une allure de gneiss ocellé grossier sera brutalement remplacé par un autre plus homogène, où tous les minéraux sont en grains équivalents ne dépassant pas 3 ou 4 millimètres.

Dans ses variations, le faciès des porphyroïdes arkosiques a cependant une grande homogénéité. La répétition constante de ces lits de 2 à 5 mètres de puissance alternant avec de minces passées micaschisteuses argentées,

(1) - J. de LAPPARENT (1909) semble réserver le terme de "porphyroïde" à des roches métamorphiques d'origine éruptive (rhyolites ou microgranites). On a voulu indiquer ici par l'adjonction, apparemment contradictoire, du qualificatif "arkosique", que ces types de gneiss avaient une origine complexe, à la fois éruptive et sédimentaire détritique, ce qui les différencie des vraies porphyroïdes, désignées plus loin sous la dénomination de "porphyroïdes granophyriques".

(2) - = gneiss granuleux en dalles.

à moins que ce soient les porphyroïdes qui rompent la monotonie des micaschistes, évoque dès l'abord une formation sédimentaire arkosique. Ni les recristallisations, ni les multiples replis intrafoliaux, ne peuvent modifier cet aspect détritique. Celui-ci se trouve d'ailleurs confirmé en quelques rares points (carrière de Rora - Val Luserna, Colle Clapier en haute Germanasca) par la présence de galets noyés dans le ciment quartzo-feldspathique du porphyroïde. Ces rares éléments détritiques grossiers (galets de 3 à 15 cm de diamètre) permettent d'ailleurs fort bien d'intégrer les faciès gneissiques aux nombreux niveaux de micaschistes argentés micro-conglomératiques auxquels se lient si couramment les porphyroïdes arkosiques.

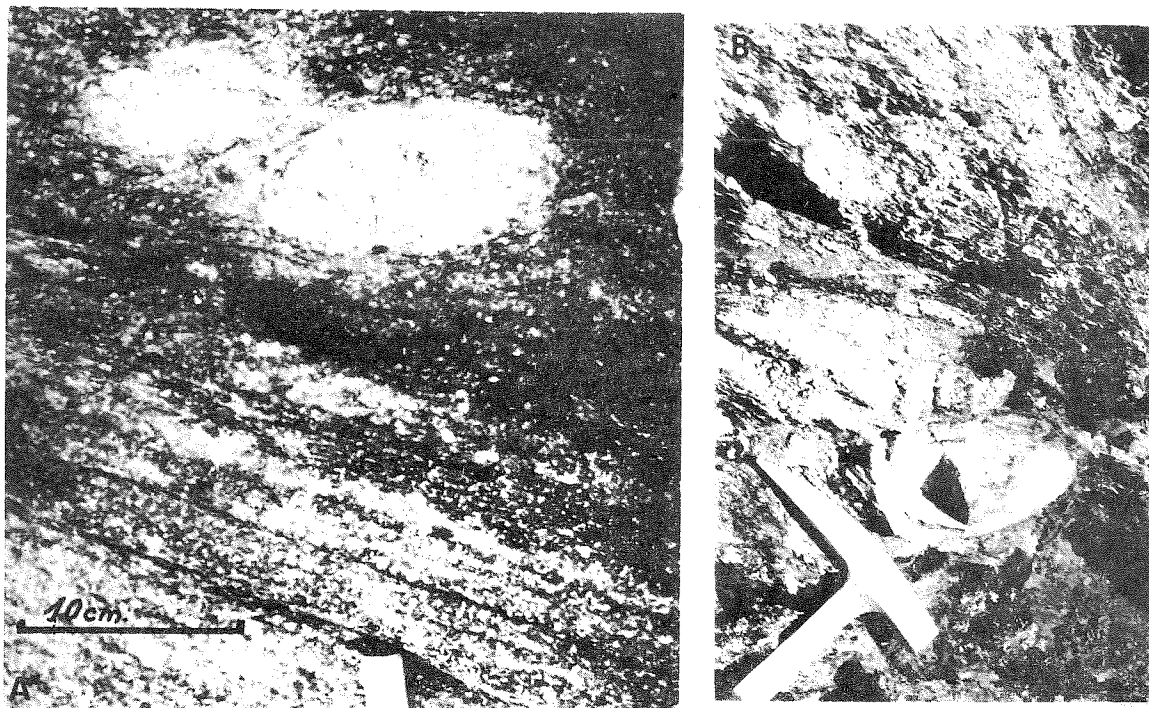


Fig. 10 - galets quartzitiques dans les porphyroïdes arkosiques.

A = Carrière de Rora - Val Luserna.

B = Colle Clapier - Haute Germanasca.

d) Les porphyroïdes granophyriques.

Ces faciès n'occupent pas un volume important, mais ils ont une grande valeur pour élucider l'histoire pétrogénétique de l'ensemble de Dronero.

Au contraire des roches passées en revue jusqu'ici, ce sont des faciès massifs, à texture gneissique très massive ou équante, toujours riches en biotite. De ce fait, leur teinte sombre tranche sur celle vert clair des porphyroïdes arkosiques près desquels ils se rencontrent fréquemment. Jadis mentionnées par S. FRANCHI sous le nom de "gneiss granitoïdes", ce sont des roches à l'aspect net d'orthogneiss, à tendance porphyrique et fréquentes enclaves surmicacées ou rhyolitiques. Une pâte faiblement orientée dans la généralité des cas, jaunâtre et fine, à micas noirs très divisés, englobe de gros cristaux un peu étirés. Ceux-ci sont représentés par des quartz globulaires de teinte bleutée, des feldspaths potassiques, des plaquettes de biotite brune, agglomérées en taches et en nids.

L'homogénéité des porphyroïdes granophyriques est remarquable. Dans un même gisement, souvent étroitement intercalé dans les autres faciès de l'ensemble, tous les échantillons sont parfaitement équivalents. D'un gisement à un autre, toujours de même type en filon-couche relativement exigü, la composition et la texture sont souvent identiques. Cependant, il existe parfois de faibles variations dues aux déformations qui ont pu laminier plus ou moins la roche initiale, ou aux variations de la dimension des constituants. Les porphyroïdes granophyriques de Morra Villar près de Dronero sont très massives, équantes et à grain fin. A quelques kilomètres de là, celles du Col de la Liretta sont tout aussi massives, mais à gros grain et peuvent exactement se comparer aux porphyroïdes qui se trouvent à l'autre extrémité du massif, dans le Val Sangone. Ces dernières sont pourtant très étirées aux approches de leurs épontes, mais alors leurs aspects reproduisent parfaitement ceux que présentent les porphyroïdes extrêmement laminés de Rora ou du Monte Birrone.

Au total, ces orthogneiss à l'aspect de granite de tendance porphyrique, dont les lames étroites se distribuent sur toute l'étendue du Massif Dora Maira, constituent un parfait repère lithologique. Leur reconnaissance, souvent favorisée par la présence des gros quartz globulaires bleutés, leur association habituelle avec les porphyroïdes arkosiques, permettent de caractériser facilement les niveaux qui appartiennent à l'ensemble de Dronero.

2) Gisements des différents faciès en présence.

a) Rapports mutuels des différents faciès.

L'étude sommaire et la description macroscopique des différents faciès de l'ensemble de Dronero ont permis de noter combien toutes ces roches étaient intimement associées. Les porphyroïdes arkosiques, localement conglomératiques, ne peuvent être séparées des micaschistes argentés, eux-mêmes très souvent finement détritiques : il y a alternance répétée et opiniâtre de ces deux types de roches, l'une prédominant ici sur l'autre, l'inverse étant vrai ailleurs. Entre gneiss fins et micaschistes à nodules chloriteux, des relations aussi étroites sont également la règle. Mais de plus, en se chargeant de gros cristaux feldspathiques, les gneiss fins peuvent fort souvent donner les faciès porphyroïdes arkosiques dont ils sont d'ailleurs la trame de base. Il est par suite tout naturel de rencontrer au sein des gneiss fins des niveaux de micaschistes clairs, éventuellement à micro-galets.

Restent cependant le cas des porphyroïdes granophyriques et celui des niveaux charbonneux. Pour ceux-ci on a pu constater qu'ils existaient dans les niveaux micaschisteux clairs dont le fréquent faciès détritique correspond d'ailleurs fort bien à la présence de matière organique. Cependant la masse des gneiss fins, communément charbonneuse sous son aspect gréseux banal, prend trop d'extension et s'individualise trop bien pour être aussi étroitement dépendante des autres niveaux. La matière charbonneuse disséminée mais constamment présente, la granulométrie fine et homogène de ces niveaux, rendent l'hiatus lithologique évident. Pour autant que les nombreux replis et autres discontinuités structurales le laissent voir, on se situe là à la base de l'ensemble. Ces zones se différencient mal de l'ensemble graphitique de Pinerolo sous-jacent dont elles n'ont cependant ni les intenses déformations ni les importantes teneurs en matière organique. Vers le haut, elles perdent progressivement leur charbon qui, dans les horizons les plus élevés, dont on a noté par ailleurs les analogies avec l'ensemble de Sampeyre, peut toutefois réapparaître sporadiquement en fines lentilles dans les micaschistes clairs. Cette dilution de la matière organique va de pair avec le remplacement des faciès fins par des niveaux plus grossiers, plus nettement détritiques, plus feldspathiques.

C'est également à ce moment qu'interviennent les curieux bancs à l'aspect de filons-couches de cette roche équante, abondamment pourvue en biotite brune, contrastant sur les faciès des alentours et que l'on a distinguée sous la dénomination de porphyroïde granophyrique. Brutalement intercalé dans les niveaux détritiques ou les porphyroïdes arkosiques, ce faciès apparaît comme le fait nouveau. On peut penser qu'il tient sous sa dépendance l'apparition des horizons très feldspathiques et la disparition de la matière charbonneuse.

Ce point de vue trouve une confirmation dans l'examen des relations des ensembles inférieurs, graphitique ou des gneiss glanduleux, avec celui de Dronero.

b) Gisement de l'ensemble de Dronero.

Pris dans la totalité de sa succession de faciès, l'ensemble de Dronero ne se rencontre qu'en une région du massif : celle des montagnes entre Val Maira et Val Varaita, au Nord de la localité de Dronero, dont nous avons donné le nom à l'ensemble. En cette zone, il s'agit donc d'une unité bien individualisée. Malheureusement, elle est coupée de toute attache normale avec les ensembles inférieurs par la grande discontinuité structurale de la Varaita, jalonnée par des pincées de l'ensemble mésozoïque des calcschistes.

Dans tous les autres gisements, la séquence est incomplète. Mais les roches en sont toujours identifiables et rattachables par comparaison avec l'unité type, à ce vaste ensemble aux faciès variés mais aux relations étroites et aux associations caractéristiques.

La suite idéale, schématisée plus haut, n'est pas toujours et nécessairement tronquée par des cisaillements tectoniques. En outre, il semble bien que n'importe quel niveau de l'ensemble puisse intervenir sur n'importe quel substratum et qu'il ne s'agit pas d'évolutions particulières et localisées d'une série toujours complète.

La polarité de l'ensemble est donnée en effet par les relations intimes qu'ont certains de ses faciès avec les roches détritiques de l'ensemble de Sampeyre ou même de celui des calcschistes. Ces transitions graduelles de la partie supérieure, qui ne permettent pas toujours d'établir une différenciation sûre entre niveaux rencontrés, ont déjà été évoquées. Il est ainsi indubitable que les horizons détritiques ou même les porphyroïdes arkosiques appartiennent à la partie haute de l'ensemble. En effet au Monte Bracco, la bargioline, faciès lamellaire des quartzites de la base de l'ensemble des calcschistes, passe en continuité aux porphyroïdes arkosiques en se chargeant de feldspaths grossiers et de micas. De même, au Nord de Sampeyre, dans les pentes de Becetto, ou sur tout le pourtour oriental de la Testa de Garitta Nuova, la limite entre ensemble de Sampeyre et ensemble de Dronero ne peut être tracée que de façon subjective. L'absence de quartzites micacés francs dans les parties inférieures de cette succession, compensée par l'apparition de gneiss fins aux faciès souvent ovariditiques, est le critère déterminant. Dans le Nord du Massif Dora Maira, les flancs du Val de Susa sont entaillés dans les faciès détritiques qui pourraient appartenir à l'ensemble de Sampeyre. Ils y sont trop intimement associés aux porphyroïdes arkosiques typiques des niveaux de Dronero pour que l'on puisse tenter de différencier les deux ensembles.

D'autre part, la base de l'ensemble paraît bien être représentée par ses gneiss plus ou moins charbonneux qui évoquent souvent les faciès de l'ensemble graphitique dont on verra les raisons pour en faire une suite sous-jacente.

Entre ces deux pôles, dans la région de Dronero, tous les faciès sont représentés. Il n'est pas possible de donner à un niveau particulier une valeur de repère stratigraphique en raison de multiples replis répétant plusieurs fois les mêmes bancs sans que cela soit toujours évident. De même de nombreux faciès se présentent en lentilles plus ou moins vastes, dont il ne saurait être question de rechercher la continuité dans une région éloignée. Aussi, lorsqu'ailleurs on est en présence de roches dont les associations de faciès sont certainement celles de l'ensemble de Dronero, n'est-il pas possible de se situer de façon exacte au sein de la succession idéale. Il reste que si les niveaux sont surtout détritiques, on sera en droit de penser qu'il s'agit des parties hautes de l'ensemble, de même que les parties profondes seront plus vraisemblablement chargées en matière charbonneuse.

Cependant, là où sont les gneiss charbonneux, l'ensemble graphitique ne leur fait pas nécessairement suite vers le bas, soit pour des raisons structurales, soit parce que l'érosion n'a pas encore atteint les niveaux inférieurs. De même, au-dessus de l'ensemble de Pinerolo caractérisé, l'ensemble de Dronero n'intervient pas obligatoirement par ses faciès charbonneux. Aussi, les gisements des différentes tranches incomplètes et géographiquement séparées de l'ensemble de Dronero, apparaissent-ils comme autant de cas particuliers, relativement indépendants,

mais dont les constituants ont partout une somme de caractères pétrographiques communs. Il s'ensuit qu'il n'est pas possible d'envisager le gisement de l'ensemble dans un cas unique et général mais dans une série de possibilités variées.

La première et la plus courante de ces possibilités consiste en des rapports anormaux entre les ensembles en présence. Cette éventualité renseigne sur l'histoire structurale du massif, mais n'apporte pas d'argument quant à l'histoire antérieure aux déformations des roches de l'ensemble. Le plus souvent les roches des unités en contact, extrêmement écrasées sur quelques mètres, sont homogénéisées par les recrystallisations métamorphiques, mais peuvent être jalonnées par des roches de l'ensemble des calcschistes dont on a déjà signalé le rôle de joint structural.

Plus intéressants sont les contacts que l'on est en droit de considérer comme normaux qui ne sont pas, ou guère, compliqués par des laminages.

- Relations de l'ensemble de Dronero avec l'ensemble graphitique de Pinerolo.

Quand ils ne sont pas compliqués de failles simples écrasant les roches en présence (flanc occidental du Bracco) ou de contacts anormaux chevauchants, jalonnés par des écailles de toutes sortes (rive droite du bas Pô, écailles de la basse Cialancia près de Perrero), les rapports entre ensembles de Dronero et de Pinerolo sont simples. Deux cas seulement se présentent : ou bien ce sont les gneiss fins, localement charbonneux, qui viennent reposer sur l'ensemble graphitique, ou bien, ce sont les porphyroïdes granophyriques. Le premier exemple peut s'étudier sur les flancs nord du Truc Lausa au Sud de Perosa-Argentina, le second dans la vallée du Sangone.

- Truc Lausa

Les faciès de gneiss fin, à l'aspect gréseux, qui constituent presque toute la région de la Conca Cialancia et du Gran Truc, sont de texture banale et souvent fine. Leur débit en dalles est habituel ; les passées charbonneuses sont dispersées et peu importantes, soit en volume soit en densité de matière organique. L'appartenance de ces faciès à l'ensemble de Dronero est confirmée par leur intime association en plusieurs points (Costa Lazzara, Gran Bric, abrupts sud est du Cornour, etc..) avec des porphyroïdes arkosiques typiques ou par l'existence en quelques zones de variations micaschisteuses claires, riches en chloritoïde (flanc sud est du Truc Lausa et du Bric Bruciato), ou encore, mais plus rarement (lacs de la Cialancia), par la présence de niveaux de porphyroïdes granophyriques.

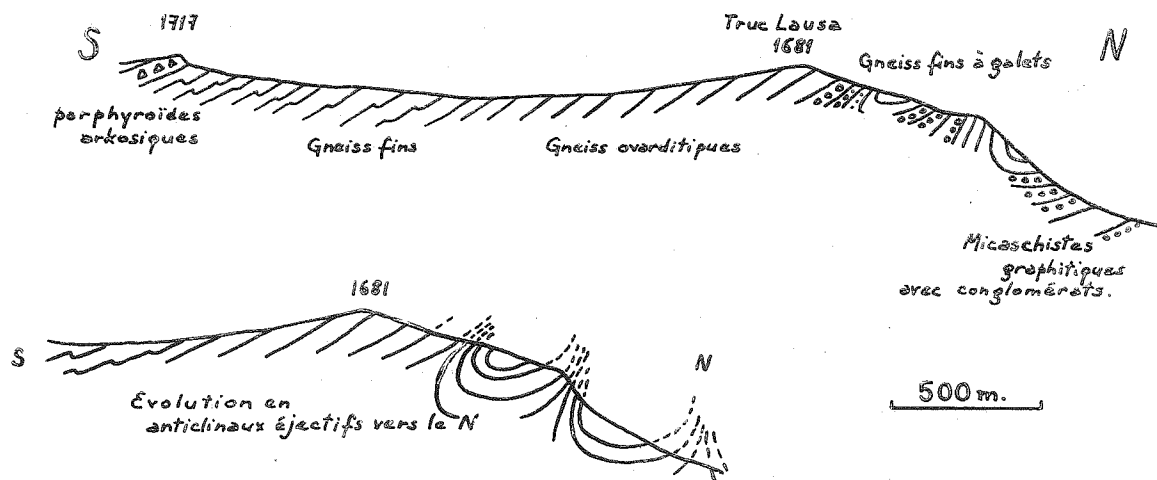


Fig. 11 - Coupes du Truc Lausa au Sud de Perosa-Argentina - Passage des gneiss fins de l'ensemble de Dronero aux micaschistes à graphite sous-jacents (ensemble de Pinerolo).

En suivant la Costa Lazzara en direction du Nord jusqu'au Truc Lausa, on parcourt une molle arête dont les prairies s'établissent sur des gneiss fins d'aspect gréseux, localement à texture ovaritique, parfois à fins niveaux charbonneux, très dispersés. S'y intercalent quelques niveaux de porphyroïdes arkosiques (cote 1646) dont les plans structuraux sont assez régulièrement pentés, comme ceux des gneiss, d'une vingtaine de degrés vers le Sud, malgré quelques replis dissymétriques à regard nord. Au Truc Lausa (1681), on est en présence d'un gneiss fin à faciès ovaritique, dont le grain s'amenuise au fur et à mesure que l'on descend sur le flanc nord de la montagne, alors que le pendage tend à devenir subhorizontal. La roche se charge localement de galets, très étirés en direction sensiblement Est-Ouest (allongement des galets N 74° E, plongeant vers l'Ouest de 18°), qui sont sertis dans une pâte grise, fine, peu micacée, absolument analogue aux gneiss fins sus-jacents. Avant de brutales variations de pendage dues aux plis transversaux habituels dans cette zone d'affrontement des structures couchées (voir analyse structurale, p. 208), le graphite fait d'abord une timide apparition, puis, dès l'aval de la cote 1300, devient abondant. A partir de la cote 1200, affleurent des gneiss fins et des micaschistes souvent très noirs dont l'aspect et la teneur en graphite permettent de les situer sans équivoque dans les horizons de l'ensemble graphitique de Pinerolo.

Il faut donc voir là une transition entre des faciès riches en matière charbonneuse et ceux qui le sont moins, mais dont on peut penser qu'ils appartiennent à l'ensemble de Dronero. Ce type de passage progressif peut également s'observer au Sud de Trossieri, dans les falaises qui surplombent la Germanasca : toute la base de l'abrupt est constituée par les roches de l'ensemble graphitique ; le plan incliné de Faetto est une surface structurale de gneiss fins qui deviennent insensiblement de plus en plus noirâtres et charbonneux dès le début des fortes pentes qui descendent vers la rivière. Ailleurs, ces rapports transitionnels sont troublés par de grands laminages où apparaissent souvent des jalons structuraux des autres ensembles : gneiss glanduleux ou calcschistes. Mais les éléments sur lesquels on peut s'appuyer suffisent à démontrer que les gneiss fins localement charbonneux, considérés comme la base de l'ensemble de Dronero, se prolongent en toute continuité par les faciès sous-jacents de l'ensemble graphitique de Pinerolo.

- Vallée du Sangone

Le torrent du Sangone qui descend du Rocciavre, entaille, avant de rejoindre la plaine dans l'estuaire de Coazze, une grosse masse de porphyroïdes granophyriques très caractéristiques. Ces roches, très homogènes, souvent peu gneissiques, à texture porphyrique presque équante, admettent parfois en leur cœur de fines passées de micaschistes argentés, à microgalets quartzeux (chemin de Cantlone à Ponte Pietra au Sud de Coazze). Les caractères pétrographiques et les faciès associés rendent indubitable l'appartenance de ces niveaux à l'ensemble de Dronero. Toute la bordure méridionale de ce grand croissant de porphyroïdes granophyriques qui paraît envelopper la terminaison nord du Massif Dora Maira entre Cumiana et les abrupts du Rocciavre, repose sur des gneiss et micaschistes charbonneux de l'ensemble graphitique de Pinerolo. Partout, le contact entre les deux types de roches, porphyroïde granophyrique au-dessus, micaschistes et gneiss charbonneux au-dessous, est semblable à ce que l'on peut observer dans le lit même du Sangone, sur sa rive droite, au-dessous du petit village de Forno-Coazze. Seule varie l'épaisseur du niveau conglomératique, toujours présent sur 1 à 10 mètres de puissance entre les deux ensembles.

Sous le village de Forno on observe en effet la coupe suivante :

Au débouché du ravin des Case Zoppo, affleurent des micaschistes très noirs, riches en matière charbonneuse, tachant les doigts. Ils alternent avec quelques bancs de gneiss fins à chloritoïde, moins graphiteux, dont les plans structuraux sont toujours très régulièrement pentés vers le Nord (direction des plans de foliation N 110° E, pentés vers le Nord de 40°). En descendant le thalweg du Sangone, le long des abrupts de la rive droite, apparaissent progressivement des niveaux plus quartzeux, toujours noirâtres, avec quelques délités plus schisteux et plus charbonneux. Quelques zones écrasées et rouillées témoignent d'une mince zone faillée de peu d'importance. Au-delà, les gneiss fins sont très peu charbonneux, puis se chargent par endroits de petits galets de quartz gris ou blanc, centimétriques et peu étirés. La densité des galets, toujours de même composition, taille

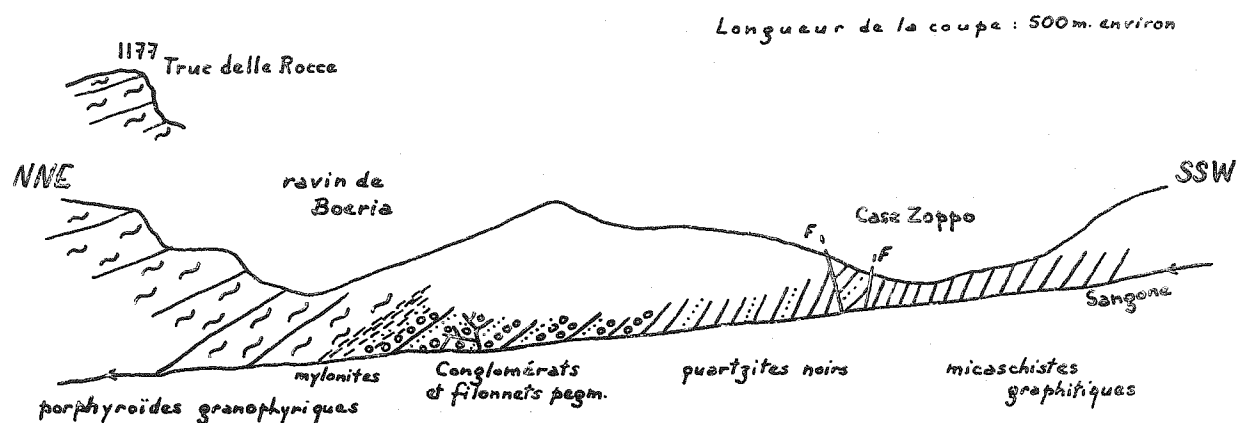


Fig. 12 - Coupe du Sangone en face de Forno-Coazze - Rapports des porphyroïdes granophyriques avec les roches de l'ensemble graphitique de Pinerolo.

et aspect, croît doucement dans une pâte qui est de plus en plus quartzitique. Sur quelques bancs, un granoclasement peut s'observer. Il permet de repérer que la foliation régionale est ici parallèle au litage stratigraphique et que la succession est normale, c'est-à-dire que le haut des séquences est dirigé vers le Nord Est (bancs de direction N 120° E, de pendage 50° vers le Nord Nord Est).

Ces quartzites conglomératiques sont parcourus de quelques filonnets dont la puissance ne dépasse pas 15 cm et constitués par une pegmatite presque exclusivement à microcline. La roche filonienne peut très rarement prendre une texture et une composition aplitiques.

Aux abords du ravin de Boeria, le microconglomérat est haché sur une dizaine de mètres par de nombreuses diaclases qui lui confèrent un aspect mylonitique. Cet écrasement se retrouve dans les porphyroïdes granophyriques qui interviennent brutalement par-dessus la roche détritique au débouché du même ravin. Les plans de foliation, très resserrés, donnent un feuilletage assez fin à la roche, où les gros feldspaths et la biotite subsistent cependant. Très vite, la porphyroïde prend toutefois sa texture presque équante, à grands phénocristaux de feldspaths quadrangulaires et quartz ronds et bleutés, qui lui est habituelle.

Ce type de contact se retrouve tout au long du contact sud de la masse des porphyroïdes granophyriques de Coazze sur les micaschistes graphitiques. Souvent les niveaux conglomératiques y sont plus minces : dans la vallée de la Taonera, sous Maddalena, à 5 km à l'Est de Forno, le banc de quartzite à microgalets de quartz n'a guère que 2 à 3 mètres de puissance. C'est le cas le plus fréquent jusqu'à Cumiana, sur la bordure padane. Mais aux environs de Portiglia, 500 mètres au-dessus de la coupe décrite plus haut, le niveau conglomératique prend une réelle ampleur : sur une centaine de mètres, le conglomérat affleure. Ses galets sont très peu déformés, souvent mal roulés, ovoïdes ou avec des méplats évoquant un façonnement éolien. Ils sont souvent gros : de 5 à 15 cm de grand axe, mais ne présentent pas une grande variété lithologique : il s'agit surtout de quartz et de quartzites avec quelques morceaux de gneiss ou de plus rares galets mous, de matériel graphiteux, aplatis en galettes. Tous ces éléments sont sertis dans une pâte à grain fin, dont l'origine détritique ne peut être niée, mais qui, pourtant, ne se différencie pas des gneiss fins courants.

Ces aspects du contact de l'ensemble de Dronero sur les roches graphitiques de l'ensemble de Pinerolo, permettent ainsi de bien situer ces niveaux l'un par rapport à l'autre. Malgré de faibles zones écrasées, dues aux différences pétrographiques des roches en présence, il est évident que l'on se trouve devant une superposition

normale. L'ensemble graphitique est donc bien au-dessous de l'ensemble de Dronero. La disparition progressive du matériel charbonneux dans ce dernier, l'existence de galets graphiteux dans les conglomérats de la base des porphyroïdes, l'absence de déformations marquées de ces mêmes galets, qui s'opposent aux énormes étirements des galets de l'ensemble graphitique, accusent encore cette chronologie relative.

On est ainsi amené à remarquer que l'ensemble de Dronero intervient par un quelconque de ses faciès en des sites dispersés sur un substrat qui peut être l'ensemble graphitique. En fait, ce socle peut être aussi constitué par les gneiss glanduleux, ce qui accentue encore le caractère de dissémination de ces faciès fréquemment détritiques.

- Relations de l'ensemble de Dronero avec celui des gneiss glanduleux.

Si, encore une fois, on fait abstraction des longs jalons structuraux, où les faciès de l'ensemble de Dronero associés à ceux de l'ensemble des calcschistes, sont apposés anormalement contre les masses des gneiss glanduleux, on peut constater que ce sont les porphyroïdes arkosiques qui viennent reposer sur les gneiss. Cette relation de couverture à socle est en effet bien réelle. Pour s'en convaincre il n'est que de suivre entre Pellice et Rocciavre la longue bande de porphyroïdes arkosiques qui, sous la masse des différents faciès des Schistes lustrés, s'intercale entre ceux-ci et les gneiss, micaschistes et amphibolites sous-jacents. En divers points de cette mince lanière qui s'étale au Nord dans les masses de la Carra Saettiva, il existe en effet une discordance angulaire entre l'ensemble de Dronero et l'ensemble des gneiss glanduleux.

- La discordance du Colle Clapier.

Ce col, situé au Nord Ouest de Perrero, et que l'on atteint en remontant les torrents de la Germanasca de Masello, est un des meilleurs endroits que nous connaissions pour l'étude de la discordance. Celle-ci se retrouve cependant plusieurs fois (vallon de Rouen ; vallon della Balma ; au Nord de Chisone) tout au long de la trentaine de kilomètres du niveau de porphyroïdes arkosiques jalonnant la base des calcschistes. De l'extension de ce "banc" que l'on peut qualifier de repère et de la constance sur une longue distance de la succession : gneiss fins et micaschistes localement amphiboliques - porphyroïdes arkosiques - ensemble des calcschistes, il est possible de déduire qu'il s'agit bien d'une suite stratigraphique normale. Cette suite a en définitive, été assez peu troublée par la proximité du chevauchement présumé de la zone des Schistes lustrés qui la surmonte.

Le col Clapier, point bas de la crête séparant le bassin de la haute Germanasca de celui du Chisone, se situe au pied de la belle pyramide de la Punta Raccias (2205 m) dans les croupes molles que déterminent les calcschistes de la bordure occidentale du Massif Dora Maira. C'est dans la tête des ravins qui donnent accès par le Sud à ce col que les observations sont les plus nettes. Entre le Monte Bolong et le col, suivant un cheminement à flanc de montagne, qui monte régulièrement des prairies du Bolong (1700 m) jusqu'à 2000 m, on se trouve juste au bord des abrupts du bassin de réception du torrent de Molotta, lequel descend sur les villages de Maniglia. Toutes les pentes terminales de la Punta Raccias sont plus ou moins glissées, mais au bord de la falaise, marquée par des ressauts successifs prononcés, les terrains sont en place. Le haut des ravins est entaillé dans des gneiss fins et des micaschistes lardés de bancs amphiboliques dont la structure isoclinale laisse apparaître une régulière foliation de direction moyenne N 125° E, à pendage vers le Sud Ouest d'environ 45°. Le sommet de ces multiples ravine-ments très accusés et conformes à la structure géologique, est constitué par un entablement de porphyroïdes arkosiques, - aux plans structuraux de direction N 10° E et au pendage vers l'Ouest de 20 à 25°, - lesquels se poursuivent dans les calcschistes et roches associés (quartzites, dolomies et roches vertes) de la Punta Raccias.

La succession détaillée est un peu plus complexe :

Au-dessus des gneiss et micaschistes à niveaux d'amphibolites - 1 - qui appartiennent à l'ensemble des gneiss glanduleux, se rencontre un mince niveau (20 à 50 cm) très épisodique de roche broyée et noirâtre - 2 -. Au-dessus commencent les faciès de l'ensemble de Dronero.

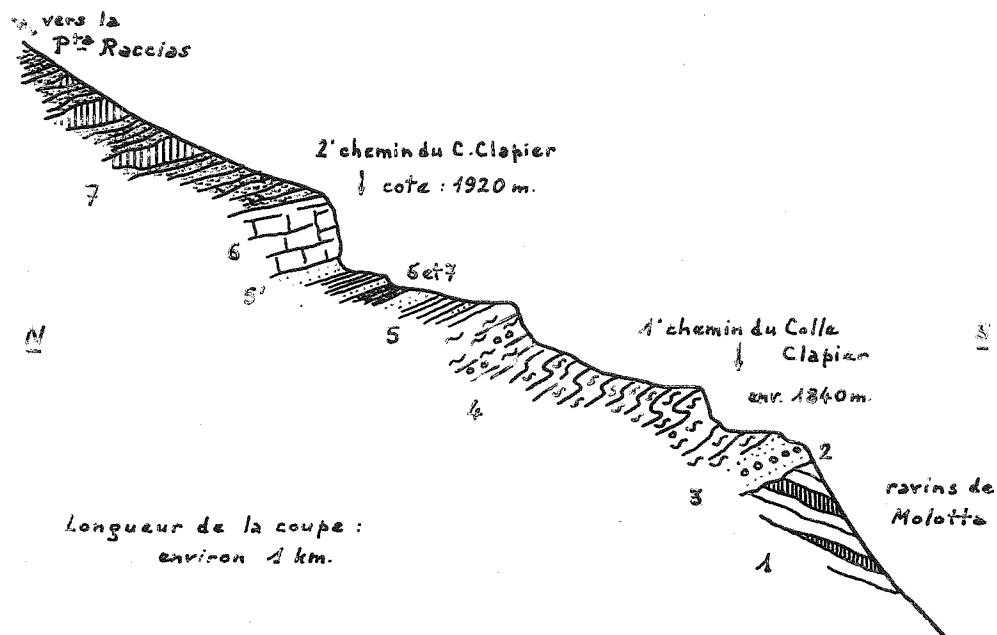


Fig. 13 - Coupe du Colle Clapier - Versant sud. - Discordance de l'ensemble de Dronero sur les gneiss et micaschistes amphiboliques de l'ensemble des gneiss glanduleux.
Les notations chiffrées des différents faciès sont expliquées dans le texte.

Ce sont d'abord, sur 5 à 10 mètres, des quartzites arkosiques grossiers - 3 -, peu ou mal lités, où de très gros galets composés d'un matériel identique se laissent facilement reconnaître.

En se chargeant de micas et de feldspaths en yeux grossiers, les arkoses mal litées deviennent foliées et passent progressivement aux habituelles porphyroïdes arkosiques, au faciès de gneiss œillés clairs - 4 -. Elles ont apparemment une vingtaine de mètres d'épaisseur, mais cette puissance est certainement due à la multiplication d'un même banc. En effet, en bien des points de la longue bande de porphyroïdes qui bordent le massif entre Pellice et Rocciavre, les épaisseurs dépassent à peine le mètre. De plus, ici, de multiples replis sont visibles dans les nombreuses barres rocheuses qui parsèment la base du plan incliné conduisant à la Punta Raccias. Il s'agit de plis intrafoliaux métriques, dont les axes oscillent autour des directions N 60° et N 80° E et plongent vers l'Ouest.

L'aspect des porphyroïdes arkosiques n'en répond pas moins le plus souvent aux caractéristiques banales de ce faciès à l'allure de gneiss œillé. Cependant, il existe quelques variations lithologiques intéressantes. Ce sont tout d'abord des lits ou des lentilles où les yeux feldspathiques disparaissent. On est alors en présence d'un micaschiste verdâtre clair, quartziteux, souvent à nodules (petits replis intrafoliaux refermés sur eux-mêmes). Parfois, avec l'élimination des yeux de feldspaths, intervient un enrichissement en quartz, ce qui détermine des lits minces de quartzites blancs peu micacés. Mais la plus importante de ces variations de faciès consiste en l'apparition du type "gneiss Clapier".

Le "gneiss Clapier" est une porphyroïde arkosique banale, à l'aspect classique de gneiss œillé où sont locale-

ment sertis des galets ovoïdes, ou même presque sphériques, de quartzites micacés clairs ou noirâtres. La taille de ces galets varie de 5 à 30 cm de diamètre. Les plus petits sont modérément étirés mais les plus gros ne sont pratiquement pas déformés. Ils ne sont jamais classés et apparaissent brutalement, sans déranger la trame gneissique, en petites passées d'une dizaine de cailloux, vite interrompues mais reprennant tout aussi brusquement à quelques mètres de là. Ces passées à galets désordonnés ne permettent pas de reconnaître un niveau conglomératique particulier, mais elles prennent de l'importance dans l'interprétation de la genèse des porphyroïdes arkosiques, dont l'origine détritique ne fait ici aucun doute (voir fig. 10, p. 74).

Dans les parties élevées des gneiss Clapier, les bancs quartzitiques et micaschisteux se font plus nombreux. A leur sommet, interviennent 4 à 5 mètres de micaschistes très plissotés et écrasés - 5 - à petits nodules quartzeux dont la facture rappelle celle des faciès de l'ensemble de Sampeyre. Cette analogie est accusée par la présence de quartzites blancs, peu micacés, dans le haut de ces niveaux quelque peu écrasés. S'y intercalent alors des lentilles et lits (de 1 à 2 mètres de puissance) de calcschistes laminés, associés aux quartzites. Ces derniers, au faciès triasique assez typique, prédominent au niveau du second chemin qui mène au Col - 5' - mais sont toujours mêlés dans cette zone d'écrasement à des calcschistes et des micaschistes clairs. Il semble qu'à ce niveau se situe une discontinuité structurale : celle de la base de la zone des Schistes lustrés.

Au-dessus, une petite falaise d'une dizaine de mètres - 6 - est constituée par des dolomies beiges et grises, en petits bancs rarement cargneulisés, souvent un peu marmorisées. En direction, cette zone calcareuse est discontinue et s'étire en un chapelet de lentilles plus ou moins épaisses jusqu'au col Clapier et au-delà. Au-dessus des dolomies, dans les pentes terminales de la Punta Raccias, se développe la masse des calcschistes lardés de bancs de prasinites et autres roches vertes - 7 -.

En définitive, cette coupe, vraisemblablement tronquée et troublée vers le haut par le chevauchement des Schistes lustrés, n'en demeure pas moins intéressante à un triple point de vue :

- l'ensemble de Dronero intervient directement en discordance angulaire sur des faciès variés de l'ensemble des gneiss glanduleux, sans intermédiaire de faciès graphitiques.
- les porphyroïdes arkosiques ont nettement ici, sous le faciès des "gneiss Clapier", une texture détritique ;
- le haut de l'ensemble, pour troublé qu'il soit par le chevauchement, laisse néanmoins entrevoir un passage à des faciès de type Sampeyre ou même nettement mésozoïques, ce qui ne saurait étonner puisqu'on l'a déjà constaté ailleurs.

De telles relations nettes entre ensembles des gneiss glanduleux et de Dronero sont tout de même rares. Le plus souvent, on constatera le passage d'un faciès type à un autre sans qu'il soit possible de comprendre comment se fait le contact. Le cas se produit à la base de l'ensemble de Dronero, dans son gisement type des montagnes entre Maira et Varaita, ou bien, sur les flancs septentrionaux du Monte Bracco, ou encore, dans le Val Pellice, au Sud de Torre, et dans le Val de Susa, au contact des porphyroïdes arkosiques et des gneiss granitoïdes de Vaie. Dans chacune de ces régions, on ne peut exclure totalement le contact tectonique anormal. Mais il est plus probable que l'apparition de la foliation régionale, née comme nous le verrons dans le plan axial de plissements isoclinaux généralisés, homogénéise toutes les relations et tous les faciès. La région de Montoso, sur les flancs regardant la plaine padane, illustre bien cela.

- Les coupes de Montoso.

Deux roches typiques sont en présence : l'une de l'ensemble des gneiss glanduleux : gneiss œillés grossiers et homogènes, parfois associés à des micaschistes à nodules, l'autre de l'ensemble de Dronero : porphyroïdes arkosiques à fréquentes intercalations de micaschistes argentés microconglomératiques. Il est aisé de les différencier grâce à la constance de la biotite brune étirée en flaqes dans la première, à son absence et à la profusion de mica blanc dans le gneiss de Luserna qui est la seconde.

Les crêtes des montagnes qui dominent Montoso sont constituées par les gneiss œillés homogènes de l'ensemble des gneiss glanduleux qui forment tous les abrupts orientaux de la Punta Rumella et de l'Ortioul. Dans leurs parties basses, ces roches sont le plus souvent finement laminées, (carrières de l'Alpe Barmasse, au-dessus de Mugniva) ou mêlées de micaschistes à nodules parfois charbonneux, (Alpe Manna au-dessus de l'Ortioul). Puis brutalement elles sont interrompues par un niveau à quartzites, dolomies, cargneules et calcschistes, souvent très mince et laminé. Ces derniers faciès, dont l'appartenance à l'ensemble mésozoïque des calcschistes est indubitable, possèdent une foliation tout à fait conforme à celle des gneiss sus-jacents, subhorizontale ou légèrement pentée vers l'Ouest, comme le plan de contact tectonique anormal qu'ils jalonnent certainement. Ce contact définit un plan à léger pendage vers le Sud Ouest, depuis le Rifugio Valanza (1730 m) au Nord Ouest, jusqu'à la vallée du Rio Infernotto au Sud (environs de l'Alpe Macarasso, 1378 m, et ravin de Rocca Nera un peu au Sud).

Au-dessous de ce contact anormal, est le domaine des gneiss de Luserna. Très homogènes et finement foliés, ils sont exploités en de nombreuses carrières entre le Val Luserna, Mugniva, Pilone del Piovale et les pentes du Bric Brussella. Ils s'intercalent localement avec des bancs de micaschistes argentés, dont les meilleurs affleurements, et les plus étendus, sous des faciès micro-conglomératiques, se rencontrent surtout au Nord de Montoso, dans les châtaigneraies qui dévalent sur la plaine de Bibiana. Mais sur ces pentes à regard oriental, l'épaisseur apparente des gneiss de Luserna et faciès associés n'est pas grande. Très vite, dès l'altitude de 1150 - 1200 m, on retrouve les gneiss glanduleux homogènes à biotite, mais, cette fois, sans aucune solution de continuité d'éléments mésozoïques. De plus, cette absence d'hiatus structural est soulignée par un contact net entre les faciès à micas noirs et les niveaux clairs. La foliation est en outre toujours conforme, subhorizontale ou légèrement pentée vers l'Ouest, dans tous les horizons.

En fait, une cartographie précise permet de mettre en évidence dans les faciès de l'ensemble de Dronero, l'existence de deux lobes s'étirant vers le Sud et séparés par un lobe inversé de gneiss grossier à biotite, étiré vers le Nord. Celui-ci se ferme dans les pentes immédiatement inférieures à Montoso, pendant que ceux-là s'étendent, pour le plus occidental jusqu'au Rio Infernotto et les affluents de son bassin de réception (Comba Valanca, Comba Selassa, Rio Rocca Nera), pour le plus oriental jusqu'à la route de Bagnolo à Montoso dans la Comba Grana. Dans les pentes inférieures très couvertes, les gneiss glanduleux et micaschistes divers à bancs amphiboliques occupent à nouveau tout le territoire de la Costa del Turlo, Rocche Courmajas et arête de la Madonna delle Neve, jusqu'au Pellice, malgré quelques accidents secondaires aux environs de Bibiana et Bagnolo.

Il faut constater que cette cartographie se dessine en fait sur les ultimes flancs orientaux, relativement abrupts, de ces modestes montagnes. De cette sorte, la carte suggère une coupe déformée, orientée Nord-Sud de la structure de cette région. S'il en est bien ainsi, les lobes décrits sont autant de vastes replis couchés, d'axes est-ouest, empilés l'un sur l'autre. Ce schéma sera alors complété par un étirement des zones hautes, -d'où le jalon des éléments mésozoïques des pentes de l'Ortioul, - et par un laminage semblable, bien qu'inversé, dans les pentes basses, comme on peut effectivement le constater à partir de l'arête de la Madonna della Neve.

Cette hypothèse implique que les différents niveaux rencontrés, gneiss à biotite et gneiss de Luserna à micas blancs, ne sont pas régulièrement superposés. C'est bien ce que suggère leur aspect pétrographique tellement différent, mais la nature des contacts, hormis les jalons laminés de cargneules, quartzites, dolomies, etc, semble le démentir. Tous les faciès paraissent en effet entièrement homogénéisés et toutes les foliations qui sont doucement pentées vers l'Ouest sont régulièrement parallèles et semblables.

Cependant un premier examen superficiel de la région permettra de mettre en évidence une linéation régionale constamment Est-Ouest, surtout nette dans les feuillets des gneiss de Luserna (voir analyse structurale). Par la suite, lorsque les gneiss de Luserna alterneront avec des micaschistes argentés dont la particularité essentielle est de se trouver spécialement abondants au creux des lobes étirés vers le Sud, il sera facile de s'apercevoir

que cette linéation est homoaxiale de très nets et multiples plis couchés d'axe est-ouest. C'est le cas pour le lobe inférieur au niveau de la route Bagnolo-Montoso (carrière du chemin de la Madonna delle Neve) ou, dans le cas du lobe supérieur, au niveau du Rio Infernotto. Là, toutes les falaises à regard est montrent un empilement continu de plis métriques qui sont interprétés comme des froissements dysharmoniques dans l'intrados de plis plus vastes. Ce raisonnement se vérifie lors de l'étude des masses plus occidentales des gneiss de Luserna, car dans la zone des carrières de Mugniva ou dans le Val Luserna (Pian del Torno) les plis hectométriques se dessinent aisément, toujours accompagnés, dans la région de charnière, par les petits froissements métriques.

En définitive, les répétitions de gneiss grossiers à biotite et des faciès de l'ensemble de Dronero apparaissent dans les coupes de Montoso comme le résultat de vastes replis couchés, dont les axes sont transversaux au massif. L'apparente homogénéisation de ces roches et leur constante foliation homologue sont dues au fait que les recrystallisations métamorphiques sont intervenues au cours des mouvements. De cette sorte, la schistosité de plan axial, qui naissait lors du plissement, évoluait immédiatement en une foliation. C'est celle-ci que l'on rencontre partout. L'analyse structurale montrera combien ce phénomène est général dans le massif. Mais la région de Montoso offre de bons exemples de tels plis intrafoliaux : tous les plis, métriques ou plus petits, des gneiss de Luserna montrent la foliation de plan axial recoupant le litage stratigraphique des têtes de plis. Ainsi s'explique l'apparente succession normale et monoclinale des bancs, qui ne sont définis que par le clivage principal de la roche : la foliation de plan axial. Ainsi s'expliquent aussi les contours capricieux, en lobes aveugles, des différents faciès en présence et il est nécessaire de poursuivre le raisonnement jusqu'aux jalons de matériel mésozoïque, dont la disposition du plan de contact anormal correspond encore à celui de la foliation.

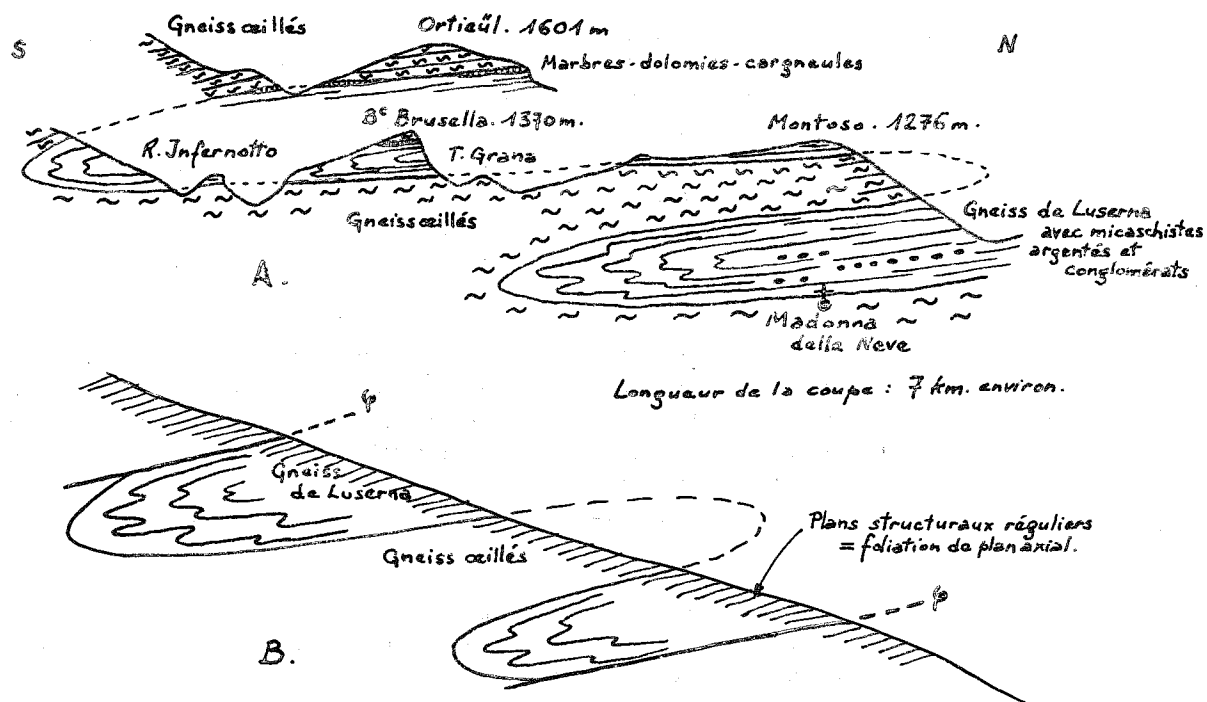


Fig. 14 - Coupes de Montoso -

A = Coupe réelle de la région de Montoso, sur les pentes orientales du Massif Dora Maira.

B = Schéma interprétatif.

L'existence de ces vastes replis intrafoliaux transverses et la dualité des faciès pétrographiques en présence, nous amènent à penser que l'ensemble de Dronero, par ses faciès de porphyroïdes arkosiques ou plus conglomératiques, repose directement sur l'ensemble des gneiss glanduleux. Seule une saute de l'état de cristallinité existe avec une nette différence dans les compositions minéralogiques : la biotite des gneiss glanduleux tranchant sur les micas blancs des gneiss de Luserna. Il n'est malheureusement pas possible d'entrevoir dans ces éléments une discordance stratigraphique. La foliation ultime a en effet tout homogénéisé. Il est néanmoins bien certain qu'un hiatus existe, marqué par les paragenèses minérales des deux ensembles, que vont mettre en évidence les études pétrographiques détaillées. La présence de biotite brun-rouge, étirée et morcelée dans les gneiss glanduleux, ou son absence dans les gneiss de Luserna, devient ainsi un repère immédiat, avec tout ce que cela implique au point de vue pétrogénétique, si l'on tient compte de la disposition et de la composition chimique moyenne équivalente, des ensembles en présence.

B - Pétrographie.

1) Les porphyroïdes arkosiques.

Ce sont ces faciès qui caractérisent le mieux l'ensemble de Dronero. Partout présents sous un faciès équivalent, à l'aspect de gneiss ocellé, à trame ici quartzitique, là, plus micacée, ils peuvent localement (Colle Clapier) contenir des galets qui permettent d'affirmer, concurremment avec les intercalations de micaschistes argentés microconglomératiques, leur origine détritique.

a) Les gneiss de la vallée de Luserna.

Les plus caractéristiques de ces roches sont les "gneiss de Luserna", dont les dalles sont activement exploitées dans une multitude de carrières au Sud de Torre Pellice. C'est là que l'on choisira évidemment le type.

Il répond à la composition moyenne suivante (en volume pour cent) :

quartz	30 à 45 %
microcline	10 à 25 %
albite	15 à 25 %
phengite	5 à 15 %
biotite verte	2 à 5 %
chlorite	2 à 3 %

minéraux accessoires (minerais opaques, apatite, carbonates, sphène, zoïsite) 1 à 3 %

En bien des points d'une même masse de gneiss, la proportion des phyllites pourra croître jusqu'à constituer une roche à l'aspect de micaschiste, ailleurs ce sera le quartz qui prendra de l'importance au point de former un vrai quartzite phylliteux et feldspathique.

La taille des minéraux intervient aussi dans la définition des gneiss de Luserna. En règle générale, la texture est équi-granulaire et les cristaux de feldspaths potassiques ont une taille qui n'excède pas 2 à 3 mm. Cependant, par passées, ces minéraux peuvent être plus gros, atteignant jusqu'à 2 cm, et sont, ou quadrangulaires et peu affectés par la foliation, ou étirés en amandes aux extrémités effilées, et dont la taille tranche sur la mésostase plus fine, quartzo-micacée. De même l'aspect massif de la roche, simulant des bancs bien réglés, peut souvent être rompu par de fins lits (0,5 à 1 cm) uniquement phylliteux, qui n'ont cependant rien de commun avec les intercalations plus puissantes de micaschistes argentés, localement microconglomératiques.

L'étude micrographique montre que la mésostase quartzophylliteuse est très orientée. Le quartz dentelé, à extinction souvent onduleuse, s'engrène en petits cristaux allongés (100 à 150 μ). Il constitue parfois des amas ou des files flexueuses, localement renflées en petites

lentilles. Plus rarement, il s'agit de cristaux plus gros, atteignant 2 à 3 mm. Ils sont alors cassés, à contours ovalaires, avec des queues de recristallisations, prises dans le plan de foliation.

Le feldspath potassique est un microcline moyen, quadrillé, qui se présente sous deux aspects : quelques minéraux sont petits, frais et intimement mêlés aux amas de quartz, dont ils ont toutes les caractéristiques morphologiques. Mais, le plus souvent, il s'agit de gros cristaux de facture ancienne, à formes anguleuses émoussées, dont les contours sont généralement rongés par un bourgeonnement ténu, quartzo-albitique. Au contraire des petits individus qui proviennent d'une recristallisation, les microclines grossiers sont généralement altérés et salis par de fines paillettes argileuses et sériciteuses ou des amas carbonatés.

Les cristaux d'albite (An 2-5) peuvent être localement très abondants. Leur répartition n'est cependant jamais régulière et certaines lames peuvent en être dépourvues. En général, il s'agit de gros cristaux quadrangulaires ou arrondis, se détachant sur la mésotase, plus fine. Ils sont souvent en amas, sont peu maclés, ou seulement selon la loi de Carlsbad, et englobent quelques minéraux, dont, surtout, des micas. Ils sont quelquefois brisés et un ciment quartzeux s'insinue dans les fissures.

Les micas confèrent l'orientation foliée de la roche. Comme on le verra par la suite, ils sont aplatis dans le plan axial de plis intrafoliaux qu'ils dessinent. Aussi, lorsqu'on examine un échantillon de la tête des structures, ils semblent irrégulièrement répartis et ne se disposent pas en lits. Au contraire, sur les flancs des mêmes plis, de longs linéaments parallèles simulent un litage régulier. Ces phyllites sont complexes. Il s'agit, pour l'essentiel, d'un mica blanc, phengitique, le plus souvent uniaxe, fréquemment associé lamelle à lamelle à des biotites vertes ou brun-acajou en fines paillettes, très fraîches, qui remanient les extrémités des feuillettes de mica blanc. Cette association évoque une naissance tardive du mica coloré par rapport à la phengite. Celle-ci est d'ailleurs tordue et morcelée et s'enrobe souvent d'une purée fine, provenant de son démantèlement.

Dans les traînées micacées, occasionnellement renflées en petites amygdales, se rencontrent couramment des granules d'épidote et de sphène, plus rarement de zoïsite. La chlorite peut parfois faire son apparition. Il s'agit de pennine. Elle est fraîche et paraît de même génération que les biotites.

De telles sortes de composition minéralogique et de structure des minéraux en présence sont difficiles à interpréter sur les seuls gisements du Val Luserna, sans le contexte des micaschistes microconglomératiques. Si l'on suit l'indice donné par ces derniers, les gneiss de Luserna apparaissent comme des anciennes arkoses où les feldspaths potassiques ruinés et albitisés seraient les éléments détritiques d'un ciment plus fin, quartzitique et argileux. Mais l'étude isolée des seuls gneiss de Luserna pourrait faire envisager une origine éruptive profonde. Tous les éléments appartiendraient alors à un ancien granite, fortement déformé et transformé par le métamorphisme. Il reste que les plis intrafoliaux qui sont une règle dans les gneiss de Luserna, ne trouveraient pas d'explication satisfaisante alors qu'ils peuvent être considérés, dans l'hypothèse d'une origine déritique, comme la déformation des joints de litage stratigraphique plus argileux.

Quant au métamorphisme affectant ces roches, son degré ne peut être apprécié que si l'on connaît bien les caractéristiques des minéraux présents. Il est net que l'association quartz-albite-muscovite (phengite)-chlorite, caractérise dans la plupart des gneiss de Luserna le faciès de Schistes verts de l'épizone commençante. La présence constante de phengite permet même de penser qu'il s'agit là d'une série de type Barrowian, comme pour l'ensemble de Sampeyre, recristallisée sous de fortes pressions, car l'absence de chloritoïde dans ces niveaux correspond essentiellement aux fortes teneurs en K_2O qui permet au microcline de recristalliser dans la mésotase.

La question se pose cependant de savoir si les phyllites colorées vertes ou brun-acajou, dont on a remarqué la liaison avec la chlorite et la phengite, sont des micas ou des stilpnomélanes. Ces derniers seraient parfaitement

à leur place dans le sous-faciès B - 1 - 1 évoqué plus haut et leur association compatible avec les autres constituants. S'il s'agit de mica, quelle est sa nature et sa signification dans les paragenèses des gneiss de Luserna ?

Une étude sur lames minces spécialement préparées, à l'aide de la sonde électronique de Castaing, a permis de montrer que des phyllites colorées sont des biotites (C. BAHEZRE, R. MICHEL et P. VIALON, 1965). Leur relative abondance dans la région du Val Luserna permet ainsi d'envisager que les porphyroïdes arkosiques de cette région présentent des associations correspondant à un début de passage au sous-faciès B-1-2, à quartz-albite-épidote-biotite du faciès des Schistes verts des séries de type Barrowian. Nous verrons plus loin (p. 95) que ces précisions peuvent être étayées par des associations très caractéristiques.

A ce niveau, il est utile de souligner qu'aucun résidu de biotite ancienne n'est conservé. Ce fait est étonnant et paraît devoir nous détourner de l'hypothèse selon laquelle les gneiss de Luserna seraient d'anciens granites fortement remaniés par les déformations et le métamorphisme. Le degré de celui-ci est tel que si les biotites avaient existé avant son intervention, il devrait en rester des traces. Cette absence remarquable apporte donc un argument dans l'étude de l'origine des porphyroïdes arkosiques.

b) Les autres gisements de porphyroïdes arkosiques.

Le Val Luserna n'a pas l'exclusivité des faciès de gneiss leucocrates que l'on vient de décrire. Ceux du Monte Bracco ou de la région de Dronero, ou encore, les faciès de "gneiss Clapier" de la bordure occidentale du massif où l'on retrouve les mêmes associations, apportent un supplément d'information sur la genèse et l'origine de ces roches.

Au Monte Bracco, dont on a vu que les quartzites lamellaires (bargioline) du sommet passaient aux faciès de porphyroïdes arkosiques, l'aspect moyen des roches est tout à fait comparable à celui des gneiss de Luserna typiques. Dans la majorité des cas, cependant, les feldspaths potassiques sont plus abondants et plus gros. Leur taille atteint et dépasse souvent le centimètre. Il s'agit toujours de microcline quadrillé, où la perthite est fréquente. Cette dernière est en travées peu ordonnées qui sont les guides des recrystallisations d'albite (An 5) lesquelles tendent à envahir le feldspath potassique. La forme des cristaux est toujours quelconque, souvent anguleuse, parfois arrondie en billes et auréolée d'une couronne fraîche d'albite de néoformation. L'aspect détritique de ces individus est tout à fait identique à celui que présentent les feldspaths des bargioline.

La nature détritique de la roche initiale transparaît également très souvent dans la disposition du quartz. Ce minéral est le plus généralement en longues travées flexueuses de cristaux dentelés et onduleux, alignés dans la foliation. A ce titre, il prend l'aspect d'un quartz de roche écrasée. Mais il est également fréquent de rencontrer des amas uniquement quartzeux, aux formes en amandes, ou en coins, qui sont autant de débris de quartzites.

Les micas sont de même nature que dans le Val Luserna. Les phyllites blanches, toujours tordues, et souvent morcelées, constituent des lits où elles se mêlent à des granules sporadiques d'épidote et de sphène, plus rarement de grenat à l'état de squelette, rongé par des bourgeons quartzeux. Les phyllites colorées sont vertes ou kaki et acajou, et il s'agit de biotite. Leurs paillettes sont nettes, automorphes et se développent souvent aux dépens des micas blancs ou s'insinuent, feuillet à feuillet, dans leurs clivages.

Ces associations et structures correspondent tout à fait à ce qui a pu être analysé dans les gneiss de Luserna. Comme là, les successions des niveaux lithologiques indiquent la probable origine détritique de ces gneiss, mais la disposition intime des matériaux constitutifs laisse mieux transparaître cette nature de la roche initiale.

Dans les montagnes de Dronero, les porphyroïdes arkosiques ont un cachet sédimentaire détritique encore plus net, même si l'on néglige provisoirement leurs associations avec des niveaux conglomératiques. De fait, l'examen microscopique apporte des confirmations aux hypothèses suggérées par l'étude des autres porphyroïdes arkosiques aussi bien quant à l'origine de ces roches que des transformations subies.

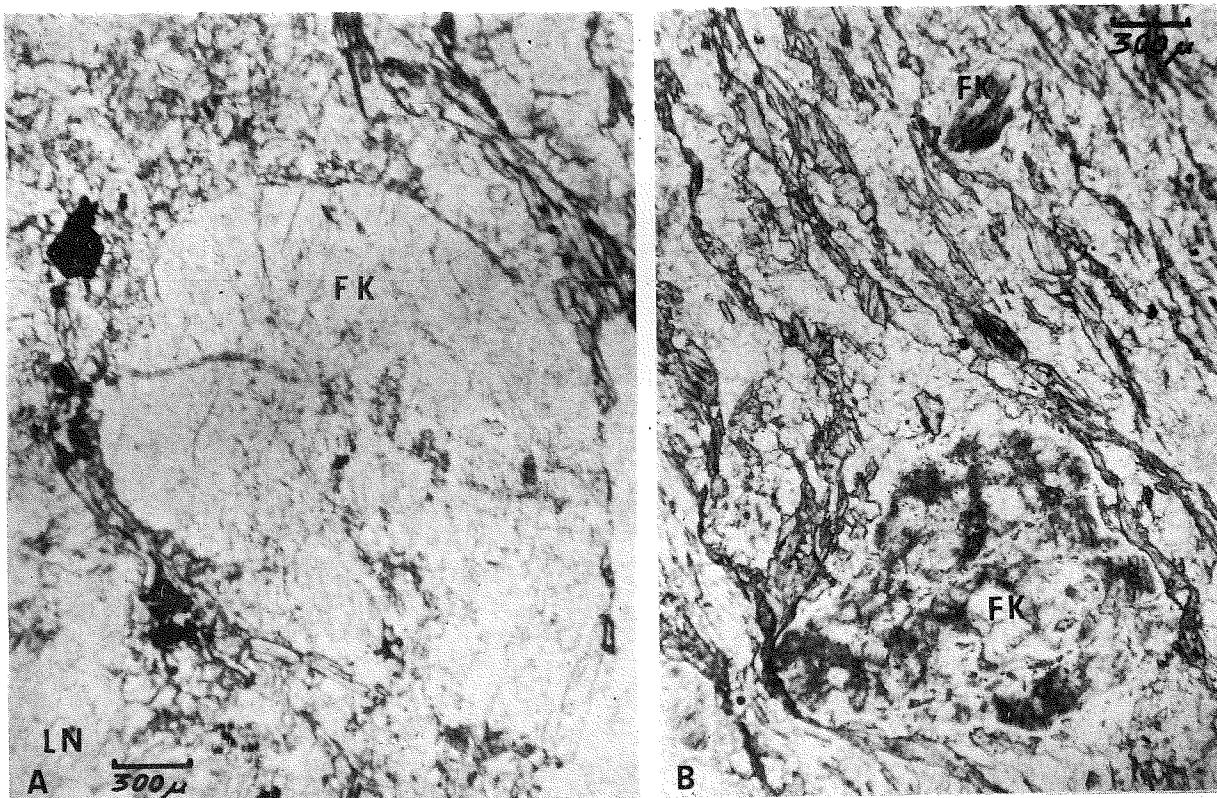


Fig. 15 - Aspects des feldspaths détritiques dans les porphyroïdes arkosiques.

A - Région du Monte Bracco.

B - Région de Dronero.

En plusieurs points de la longue bande de porphyroïdes arkosiques qui du Mont Birrone va jusqu'à la plaine de Dronero, les gros feldspaths sont grisâtres. En lames minces, on s'aperçoit qu'ils sont sertis dans une pâte de quartzite phylliteux granoblastique, très régulière. Ils sont généralement arrondis en billes et toujours tachés par de fortes altérations argileuses. Ce cachet ancien, confirmé encore par le fait que leurs nombreuses cassures internes ne se prolongent pas dans la mésostase, n'est jamais entièrement dissimulé par l'habituelle auréole d'albite très fraîche, agencée en échiquier, dont ils s'enveloppent (voir fig. 15). Il n'est donc guère permis de voir dans ces feldspaths potassiques les résultats d'une recristallisation récente. Ce sont de vieux débris remaniés ou d'anciens phénocristaux d'une roche granitique très laminée. Il faut bien dire que cette dernière hypothèse s'accorde mal avec le contour de ces minéraux qui évoque, plutôt qu'un étirement extrême, des objets roulés d'une formation détritique. On discutera plus loin, après l'étude du cadre où se situent les porphyroïdes arkosiques, de ces hypothèses opposées et, pour le moment, on admettra simplement l'origine détritique.

Mais cette assimilation des feldspaths potassiques, toujours moirés, et peu perthitiques, à des microgalets ne va pas souvent sans difficulté. Les transformations récentes peuvent en effet les réduire à l'état de fantômes, presque entièrement remplacés par de fins agglomérats (dimension moyenne des grains = 40μ) de quartz, albite, fines paillettes sériciteuses et quelques granules d'épidote. Seule, subsiste alors la forme initiale qui

ressort bien sur la trame plus grossière et essentiellement quartzo-micacée. Cette transformation totale de l'ancien feldspath est bien connue. Nous l'avons déjà constatée dans certains niveaux de l'ensemble de Sampeyre et elle se rencontre aussi dans les gros yeux des gneiss amygdalaires de l'ensemble inférieur des gneiss glanduleux. R. MICHEL, dans le massif du Grand Paradis, a décrit en détail les processus de cette transformation albitique qui se retrouve ici sous les mêmes aspects.

Un autre apport de l'étude pétrographique détaillée des porphyroïdes arkosiques des montagnes de Dronero, concerne les phyllites. Ici, comme précédemment, phengite et biotite verte coexistent et s'entremêlent, celle-ci étant un peu plus tardive que celle-là. Il s'agit donc de la paragenèse banale de l'ensemble. Mais les affleurements de porphyroïdes arkosiques situés dans les pentes terminales nord du Monte Birrone offrent en plus une particularité : dans la mésostase granoblastique isogranulaire, à l'aspect de quartzite, qui constitue la trame du "gneiss", existent de fines touffes radiales d'aiguilles de ferristilpnomélane, aux clivages transversaux très nets, ne permettant pas la confusion avec les biotites acajou (ou localement vertes) voisines.

Cette rencontre épisodique avec un minéral type du sous-faciès B-1-1 du faciès Schistes verts de haute pression et basse température sert notre thèse en confirmant l'opinion émise plus haut, à savoir que les porphyroïdes arkosiques ont été soumises à un type de métamorphisme de type Barrowian. Les précisions apportées par le stilpnomélane ne s'arrêtent pas là : il est en effet d'une génération ancienne par rapport à certains quartz et aux albites poecilites qui en englobent régulièrement les aiguilles brisées. Cette constatation est banale, car partout, albite et quartz (au moins en partie pour ce dernier) constituent l'épisode de cristallisation ultime.

Plus intéressante est l'étude de la position du ferristilpnomélane dans la génération des phyllites. Jamais, malheureusement, les micas ne sont contigus au stilpnomélane. Mais plusieurs arguments permettent d'établir une chronologie relative dans la formation de ces minéraux. Les plus anciens sont les phengites : elles sont souvent tordues, voire morcelées en une purée fine et sont souvent incluses dans l'albite. A ce titre, on doit penser que phengite et stilpnomélane sont contemporains. Au contraire, les biotites sont plus récentes : elles sont le plus souvent en plaquettes bien automorphes et tendent à se substituer au mica blanc en s'insinuant entre ses lamelles ou en formant des nids de petits cristaux de néoformation là où la phengite est morcelée. De plus, jamais on n'a pu rencontrer d'inclusion de biotite dans l'albite et les rapports de ces deux minéraux réciproquement engrenés évoquent une croissance simultanée.

Ainsi il est possible de schématiser l'évolution pétrogénétique de ces roches originellement à quartz, microcline et argiles, par une succession d'apparitions minérales. Le premier stade est une phyllitisation des argiles : phengite et stilpnomélane. Par la suite, au cours de déformations internes, prennent place biotite, quartz et albite (et microcline).

En d'autres termes, les porphyroïdes arkosiques ont subi les effets d'un métamorphisme d'épizone, allant successivement d'un stade de hautes pressions et températures modérées vers des stades à flux thermique plus intense, permettant la cristallisation de biotite.

Les autres affleurements de porphyroïdes arkosiques et, en particulier, la longue bande de la bordure occidentale du massif, présentent parfois le faciès "gneiss Clapier", où des galets noyés dans la pâte gneissique banale rendent indubitable l'origine détritique de ces roches.

La composition moyenne de ces roches et l'habitus des minéraux en présence sont tout à fait identiques à celles analysées plus haut. Notons toutefois l'apparition dans les gneiss Clapier de paillettes de biotite brune, très morcelées, tordues, corrodées et chloritisées. Sa facture est donc nettement ancienne et il est possible d'y voir, dans un tel contexte, des apports détritiques de ferromagnésiens antérieurs que les recrystallisations ultérieures n'ont pas totalement transformés. Par ailleurs, en effet, l'étude micrographique permet de définir de petits agglomérats uniquement composés de quartz engrenés, agglomérats aux contours anguleux, qui sont autant de microéléments quartzitiques de brèches ou de conglomérats. De même, le microcline quadrillé ou moiré est

en morceaux isolés, aux contours grossièrement anguleux ou très émoussés, en billes. Ils peuvent aussi être étirés en amandes qui sont constituées par le feldspath potassique en leur cœur, alors que les queues effilées sont finement albitisées. La structure prend alors une allure mylonitique où de longues lamelles quartzieuses, à cristaux allongés et dentelés, soulignent l'étirement. Ces aspects sont particulièrement fréquents dans les pincées de porphyroïdes jalonnant les contacts tectoniques anormaux.

Il est très habituel de rencontrer dans ces niveaux des zones où le quartz domine. La roche se présente alors comme un quartzite micacé à quartz engrené, où s'éparpillent des nodules à albite envahissante. Ces niveaux peuvent être millimétriques et séparer des lits de type classique connus à Luserna. Ces variations rapides de lits et lentilles ont pour conséquence de rendre plus net le caractère détritique des gneiss Clapier. Mais l'évidence de cette origine sédimentaire réside surtout dans la présence de galets. En dépit de leur forme sphérique et de leur liaison assez lâche avec leur ciment d'où ils s'extraient facilement, ils sont généralement bien recristallisés. Il n'est pas possible d'établir un hiatus entre les paragenèses minérales offertes par les galets et celles du gneiss encaissant à caractère "Luserna" banal. Le constituant essentiel des cailloux roulés est le quartz. Il est régulièrement engrené et englobe des nodules où les phyllites et l'albite forment de fines associations étroitement emmêlées. Ces flots sont peut-être d'anciens feldspaths très altérés et recristallisés, mais pourraient aussi représenter de petits éléments détritiques dans le gros galet. Cette hypothèse se justifie en partie lorsqu'on s'aperçoit que dans les cailloux les plus gros le quartz peut former des agrégats polycristallins globuleux. Le galet contenu dans le gneiss Clapier serait ainsi lui-même originellement constitué par une roche gréseuse ou microconglomératique. Mais l'échantillonnage de ces cailloutis contenus dans ces porphyroïdes arkosiques particulières n'est pas suffisant pour généraliser ce point de vue. Certes, les éléments récoltés sont surtout quartzitiques plus ou moins micacés, mais il existe dans quelques gisements de gneiss Clapier d'autres éléments qui portent à penser que le matériau érodé était plus complexe.

Dans la bande de porphyroïdes du Mont Frioland, outre les constituants habituels du faciès Clapier, on trouve en effet des morceaux anguleux de feldspaths montrant une fine structure micropegmatitique. Il est ainsi nécessaire d'envisager une origine complexe au matériel qui a donné les porphyroïdes arkosiques, car si, ailleurs, les

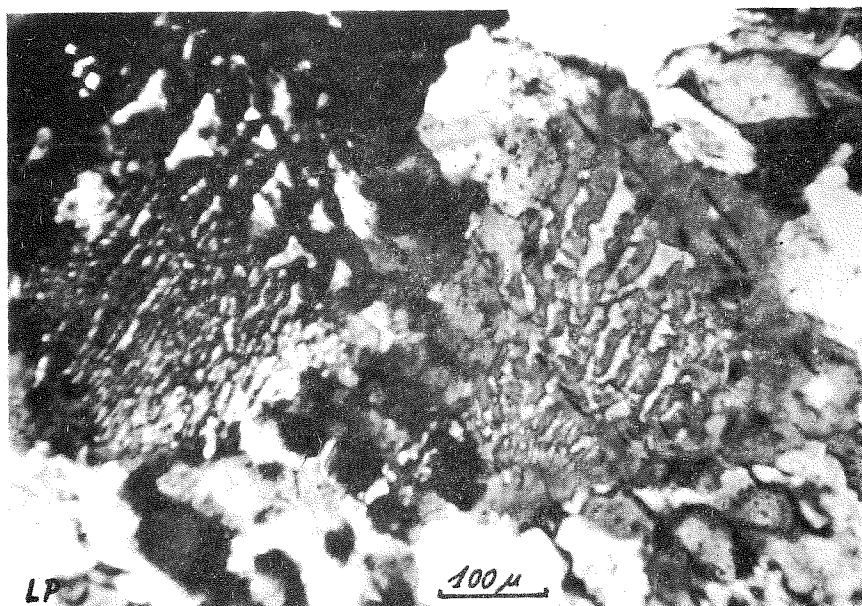


Fig. 16 - Morceaux anguleux de feldspaths micropegmatitiques dans les porphyroïdes du Frioland.

produits sédimentaires détritiques sont évidents, ici, on a l'indice du remaniement de matériaux éruptifs granophyriques. Or, de telles formations sont connues au sein des gneiss de Luserna : ce sont les porphyroïdes granophyriques.

On entrevoit ainsi la complexité originelle des porphyroïdes arkosiques qui doivent être étudiées dans leur totalité avec toutes les variations de leur contexte. Mais, d'ores et déjà, les indications rassemblées permettent de les concevoir comme une accumulation de produits volcanodétritiques. La somme des remaniements subis par ce matériel a souvent homogénéisé les faciès de schistes cristallins qui en dérivent. Il n'en reste pas moins qu'en anticipant sur la suite de l'étude, on peut dire que tous les faciès de telles formations, depuis les niveaux franchement détritiques jusqu'à des horizons à caractère éruptif marqué, ont pu être reconnus. Cela explique la difficulté, maintes fois évoquée, qu'il y a à définir la roche mère de ces faciès caractéristiques de l'ensemble de Dronero. Orthogneiss ou paragneiss ? la réponse est peut-être double, car il faut retenir l'hypothèse d'un mélange (voir la discussion sur l'origine des faciès gneissiques, p. 106).

c) Les faciès accessoires de porphyroïdes arkosiques

Il est difficile de séparer les gneiss tabulaires se débitant en dalles, dont le meilleur type est le gneiss de Luserna, de quelques faciès qui lui sont intimement liés par tous les passages progressifs souhaitables. Ce sont d'abord des "lits" métriques de gneiss très leucocrates, beaucoup moins micacés que les porphyroïdes arkosiques banales où ils se rencontrent dans la plupart des gisements (les meilleurs exemples : falaise de la route de Rora dans le Val Luserna, ou niveau de Ponte Pautas, dans le vallon des Carbonieri). Ensuite, il s'agit des niveaux à tourmaline dont le Val de Susa (Borgone, Bussoleno, Villar Focchiardo) offre de bons affleurements.

Les gneiss leucocrates présentent une composition voisine de celle des gneiss de Luserna, mais l'albite y devient prépondérante sur les autres feldspaths et les phyllites y sont plus rares. On y rencontre encore des morceaux anguleux de microcline moiré, mais ils sont de taille plus réduite que dans le gneiss banal et s'intègrent mieux dans la mésostase quartzreuse où l'albite (An O) devient envahissante en fins cristaux globuleux et bourgeonnant au point d'en constituer la plus grande partie. Il est impossible à la seule étude pétrographique de se forger une opinion valable sur la genèse de telles roches. On doit cependant constater que l'hiatus entre les gneiss leucocrates et les porphyroïdes arkosiques n'est pas considérable. S'agit-il d'un ancien niveau sédimentaire moins argileux ou d'une masse plus riche en produits effusifs alcalins invoqués plus haut ? Rien dans les structures ou la forme des minéraux ne permet de choisir. L'étude pétrochimique permettra de constater que l'hypothèse d'une ancienne lave acide n'est pas déraisonnable.

Les gneiss à tourmaline soulèvent un autre type de problème. Soulignons d'abord que les faciès où la tourmaline est abondante constituent dans les porphyroïdes habituelles des passées brutales et souvent brèves. Au microscope, ils montrent le plus souvent un faciès analogue à celui des gneiss de Luserna où les morceaux altérés, anguleux ou émoussés de microcline moiré, sont présents avec les associations habituelles à phengite et biotite verte. Mais ils peuvent aussi présenter des passées de quartzites francs où, seul, le quartz engrené forme le fond de la roche. Leur particularité réside dans le fait qu'y sont toujours présents des amas de tourmaline très foncée (brun noir à bleu) en baguettes extrêmement corrodées. Ces amas peuvent être isolés, mais se rencontrent aussi dans les microgalets quartzeux, plus ou moins étirés. Par places, ils s'associent aux morceaux de microcline altérés, considérés comme des débris d'une roche antérieure. Les corrosions affectant la tourmaline la réduisent parfois à l'état d'un squelette dont l'apparence est identique à celui offert par quelques grenats épars dans la roche. Ce sont surtout les quartz et albites qui attaquent la tourmaline, mais très fréquemment aussi micas, phengite et biotite verte, peuvent participer à sa destruction. Aussi, au même titre que les microcline et grenat, la tourmaline se présente comme un débris d'une roche ancienne dont les éléments désagrégés ont fourni les matériaux qui constituent maintenant les porphyroïdes arkosiques.

Il est utile de souligner ici que cette tourmaline démantelée, incluse dans les gneiss, ne doit pas être confondue avec celle des petits filonnets à quartz-albite et chlorite qui parcourent les roches du Val Susa (carrière

de la rive droite en face de Bussoleno par exemple). Ces filonnets, bien postérieurs, sont de génération alpine récente et sont liés aux fractures ultimes dont on verra ultérieurement qu'elles sont scellées par un cortège filonien où même les pegmatites peuvent être représentées.

d) Conclusions partielles à l'étude des porphyroïdes arkosiques.

L'analyse pétrographique des gneiss de Luserna et faciès assimilés a montré combien il était difficile de les dissocier de leur cadre. Il ressort néanmoins de cette étude un certain nombre d'observations qu'il est utile de résumer afin de pouvoir plus commodément établir des comparaisons avec les autres niveaux de l'ensemble de Dronero, auxquels les porphyroïdes arkosiques sont toujours associées.

Il est hors de doute que le matériel initial avait une grossière composition de granite, dont les feldspaths potassiques et le quartz sont le meilleur reflet. Il est non moins évident qu'un certain nombre de niveaux comportent des galets, ce qui oblige à penser que la roche initiale était détritique et devait contenir, à côté d'éléments plus ou moins grossiers, des débris fins où se rencontraient des argiles. C'est essentiellement la recristallisation de cette phase argileuse qui a donné le caractère de schistes cristallins à ces faciès composites. Il est dès lors possible d'envisager que ce matériel fin recristallisé va jouer le rôle de repère aussi bien en ce qui concerne le climat d'érosion et de dépôt que l'on veut bien admettre pour ces roches, que pour reconnaître les phases de recristallisations ultérieures.

Un premier mode d'approche de ce problème a été de déceler les différentes associations minérales en présence. Il est intéressant maintenant de rapprocher les compositions minéralogiques des compositions chimiques globales des porphyroïdes arkosiques.

A cette fin, on a effectué cinq analyses chimiques de porphyroïdes arkosiques typiques. La littérature, en particulier G. PAGLIANI (1954), donne en outre d'autres analyses des gneiss de Luserna. Aussi grâce au nombre de données disponibles, les caractères chimiques de ces roches constituent un tout très représentatif.

Analyses des porphyroïdes arkosiques de l'ensemble de Dronero. (Analyses nouvelles - B. USELLE, Grenoble 1965).

- Analyse n° 4 : porphyroïde arkosique à faciès de gneiss grossièrement ocellé. Provenance : pentes sud du Colle Clapier, échantillon PV 555.
- Analyse n° 5 : porphyroïde arkosique type (faciès gneiss de Luserna). Carrière de Rora, Val Luserna, échantillon PV 220.
- Analyse n° 6 : porphyroïde arkosique type (faciès gneiss de Luserna). Carrière de Pian del Torno, Val Luserna, échantillon PV 33.
- Analyse n° 7 : porphyroïde arkosique à tourmaline. Carrière de Meitre (rive droite de la Doire au Sud de Bussoleno), Val de Susa, échantillon PV 1273.
- Analyse n° 8 : porphyroïde arkosique (faciès gneiss de Luserna). Mines de talc de la Gianna, Val Germanasca. Cette roche constitue le mur de la formation talqueuse (voir étude pétrographique de l'ensemble des calcschistes, p. 45), échantillon PV 256.

Dans la discussion qui va suivre on utilisera également les résultats d'analyses de quartzite micacé de l'ensemble de Sampeyre (voir plus haut p. 65, analyse n° 3), ainsi que celles de roches intercalées dans les porphyroïdes arkosiques banales. Il s'agit de :

- Analyse n° 9 : micaschiste argenté (voir étude pétrographique p. 99) intercalé dans les gneiss de Luserna. Route de Rora (cote 850 m), Val Luserna, échantillon PV LU 1.
- Analyse n° 10 : gneiss très leucocrate associé aux gneiss de Luserna, Route de Rora, sous le hameau de Rua, Val Luserna, échantillon PV LUS. (voir étude pétrographique des faciès accessoires des porphyroïdes arkosiques, p. 91)

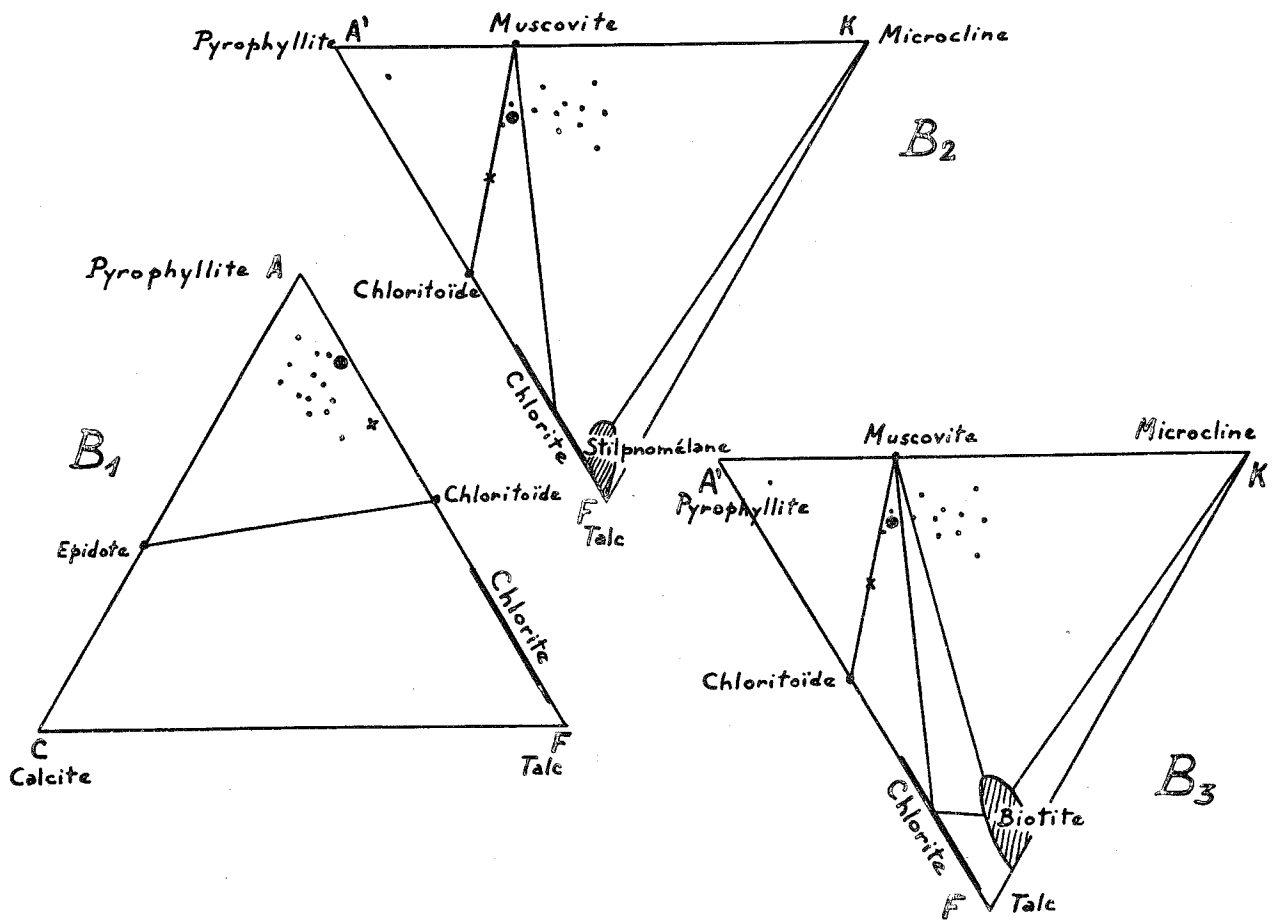
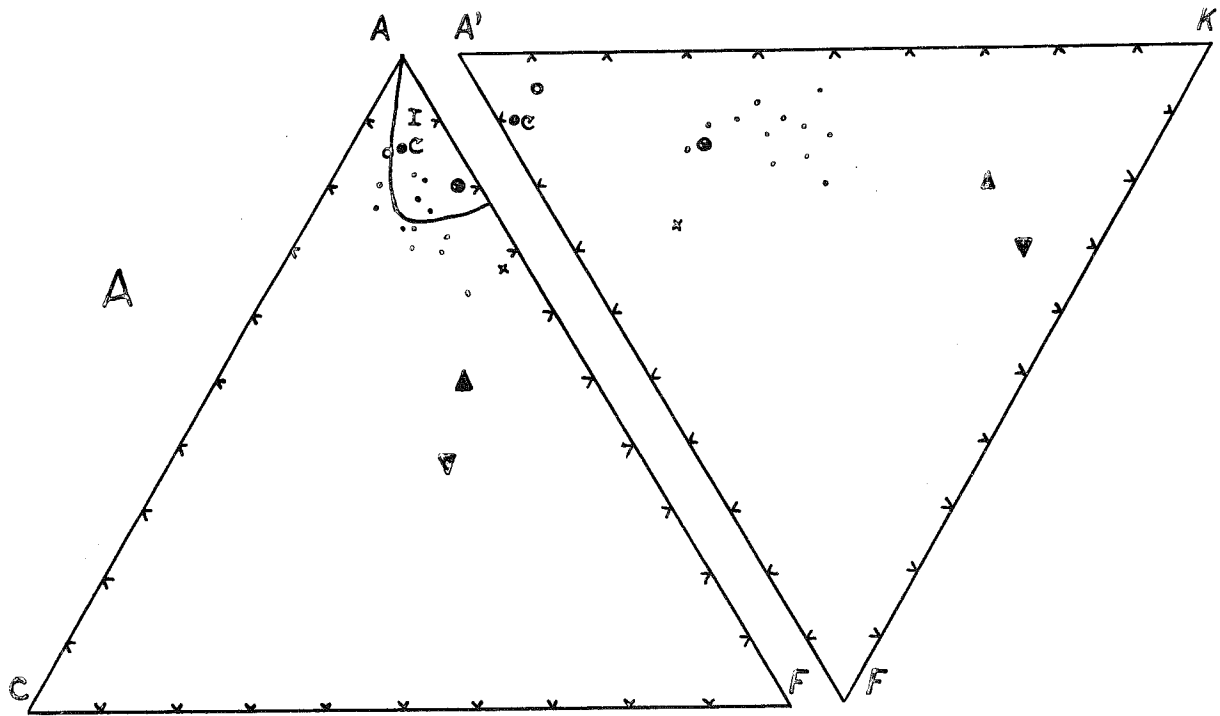
n° d'analy.	4	5	6	7	8	9	10
Si O ₂	72,70	75,70	76,60	75,35	75,70	74,30	77,10
Al ₂ O ₃	13,70	13,10	13,65	13,60	13,35	14,00	14,45
Fe ₂ O ₃	1,05	0,70	0,65	1,05	1,35	0,35	0,60
Fe O	1,10	0,60	0,50	0,70	0,55	0,20	0,20
Mg O	1,00	1,10	0,65	0,65	0,60	4,55	0,35
Ca O	1,00	0,80	0,80	0,55	0,65	0,15	0,75
Na ₂ O	2,80	3,30	2,90	2,95	2,50	0,30	5,30
K ₂ O	4,45	4,35	4,50	3,50	3,95	3,00	0,85
Ti O ₂	0,30	0,15	0,15	0,05	0,15	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,40	0,20	0,15	0,10	0,15
Mn O	0,05	tr.	tr.	0,05	0,05	tr.	tr.
H ₂ O+	0,85	0,60	0,20	0,55	0,00	2,75	0,50
H ₂ O-	0,10	tr.	0,05	0,10	0,75	0,05	0,10
Totaux :	99,30	100,60	100,55	99,30	99,65	99,80	100,40

En ce qui concerne les porphyroïdes arkosiques (analyses 4 à 8), on constate immédiatement une grande homogénéité. Ce n'est pas ici notre propos de remarquer la tendance indiquée par les chiffres vers des compositions de granite, après l'étude de porphyroïdes granophyriques nous y reviendrons (voir p. 106). Soulignons toutefois que le rapport K_2O/Na_2O est toujours supérieur à 1. Tout en signalant qu'en première approximation les analyses de G. PAGLIANI (1954, op. cit. p. 500), donnent des résultats fort comparables, il faut noter que le même rapport n'y est pas aussi constamment supérieur à l'unité.

En construisant à partir de toutes les données disponibles les diagrammes ACF et A'KF, préconisés par H.G.F. WINKLER (1965) et en y associant les résultats des analyses de l'ensemble de Sampeyre (analyse n° 3 p. 65), de micaschistes argentés (analyse n° 9) et de gneiss leucocrates (analyse n° 10), plusieurs remarques peuvent être faites.

Tout d'abord tous les points représentatifs sont assez bien groupés dans un domaine où se situent les pélites plus ou moins quartzo-feldspathiques et non les granites (voir H.G.F. WINKLER, 1965, p. 48). Compte tenu de cela et du fait que c'est surtout la recristallisation de la phase argileuse qui confère à ces roches leur faciès métamorphique, il est même possible, comme cela a été fait pour l'ensemble de Sampeyre, de rapprocher tous ces échantillons d'une aire où se trouveraient les argilites continentales du domaine subtropical. Cette conclusion paraît assez normale lorsque l'on connaît les relations de l'ensemble de Dronero avec celui de Sampeyre et les caractéristiques des minéraux présents (phengites, feldspaths peu altérés, etc.).

En ce qui concerne les associations minéralogiques étudiées plus haut, et dues aux recristallisations métamorphiques, les diagrammes montrent bien que les porphyroïdes arkosiques se trouvent à la limite de deux domaines. Tous deux appartiennent au faciès des Schistes verts, d'un type de hautes pressions et de températures assez basses. Ils correspondent aux sous-faciès des séries de type Barrowian B-1-1 (à quartz-albite-muscovite (phengite)-chlorite, et éventuellement stilpnomélane), et B-1-2 (à quartz-albite-épidote-biotite).



La rareté du stilpnomélane et l'absence de chloritoïde dans les porphyroïdes arkosiques (alors que ce dernier minéral peut être présent, on le verra, dans les roches associées) s'expliquent bien en raison de leur pauvreté en Fe et de leur richesse en Al. Ce fait doit être mis en relation avec la nature du climat tropical à l'époque des dépôts, qui devait permettre un lessivage important des sols et des concentrations locales de Fe et Al. C'est ce que suggérait déjà le premier diagramme A de la figure 17.

La vaste répartition des micas phengitiques et la présence non négligeable d'albite en phénoblastes isolés ou cicatrisant les feldspaths potassiques, doivent s'expliquer dans un même contexte climatique. Une érosion subtropicale de matériel éruptif acide a permis la formation d'argiles montmorillonitiques, à partir desquelles il est bien démontré (S. CAILLERE et A. MICHARD 1962) que peuvent recristalliser des micas phengitiques. La destruction des feldspaths et le lessivage concomitant de la soude n'étaient cependant pas complets comme permet de le constater encore l'examen des roches actuelles. La phyllitisation initiale des montmorillonite et pyrophyllite aurait pu entraîner la formation de paragonite. Mais la présence du feldspath potassique subsistant ou en voie de recristallisation n'a permis que la constitution d'albite et de muscovite à ses dépens, en accord avec les constatations de ZEN (1960) et les récentes expériences de J. HEMLEY et al. (1964) (cités par H.G.F. WINKLER 1965, p. 79 : microcline + paragonite \longrightarrow albite + muscovite).

Quant aux biotites toujours présentes en microcristaux très frais dans les porphyroïdes arkosiques, elles correspondent nécessairement à une évolution tardive des roches. D'autres arguments montreront plus loin, comme d'ailleurs ils ont permis de le faire dans les autres ensembles étudiés ci-dessus, que les micas verts ou acajou sont l'indice d'un réchauffement progressif des conditions de recristallisation. Ici, débutant sous des formes permettant la cristallisation de stilpnomélane, le métamorphisme se poursuit par des paragenèses impliquant de plus hautes températures. Nous verrons plus loin combien ce phénomène est général dans les épisodes du métamorphisme des roches du Massif Dora Maira.

2) Les faciès détritiques fins et les micaschistes argentés.

Ces roches sont toujours extrêmement phylliteuses et d'aspect blanchâtre soyeux. Dès l'abord, le mica qui en constitue la trame onctueuse paraît de nature particulière. Il n'apparaît jamais sous forme de cristaux bien constitués et sur les surfaces de foliation se présente comme un feutrage continu. Il importe avant tout de reconnaître avec précision cette phyllite.

Légende de la figure de la p. 94, ci-contre.

Fig. 17 - A : Situation sur les diagrammes ACF et A'KF de WINKLER, des porphyroïdes arkosiques par rapport à diverses roches sédimentaires ou éruptives.

B1 : Diagrammes ACF et A'KF des sous-faciès B-1-1 et B-1-2.

B2 : Diagramme A'KF du sous-faciès B-1-1

B3 : Diagramme A'KF du sous-faciès B-1-2.

* = Porphyroïdes arkosiques de l'ensemble de Dronero (analyses nouvelles 4 à 8, et 7 analyses anciennes de G. PAGLIANI).

* = Micaschistes argentés de l'ensemble de Dronero (analyse nouvelle n° 9).

◐ = Gneiss leucocrates de l'ensemble de Dronero (analyse nouvelle n° 10).

◑ = Micaschistes quartzitiques de l'ensemble de Sampeyre (analyse nouvelle n° 3).

▲ = Granites alcalins.

▼ = Granites calco-alcalins

I = Domaines des argilites riches en Al_2O_3 ; ● C = argilites continentales de la ceinture subtropicale.

a) Nature du mica blanc des micaschistes argentés.

Ce minéral a souvent été confondu avec du talc et pour cela a même parfois donné lieu à des recherches en vue d'une exploitation éventuelle. Il faut dire que les micaschistes argentés associés aux gneiss de Luserna constituent fréquemment des écaillés tectoniques où ils se trouvent associés à différents horizons de l'ensemble des calcschistes et en particulier aux dolomies plus ou moins marmorisées. C'est le cas aux mines de la Gianna, en haute Germanasca, où les faciès de l'ensemble de Dronero sont à la base des bancs talqueux exploités. C'est aussi ce qui se produit à Fenestrelle (Chisone) où une lame de gneiss et micaschistes clairs surgit brutalement au sein des calcschistes.

Comme on l'a vu (p. 45), il existe certainement une relation de cause à effet dans cette coexistence du talc avec les dolomies et marbres d'une part et les faciès de Dronero d'autre part : la silice et la magnésie de ceux-ci vient compléter celles des dolomies impures lors des recristallisations.

C'est ainsi que A. des CLOIZEAUX (1862, p. 98), cite dans son manuel de minéralogie une analyse de talc verdâtre provenant de l'écaillé de Fenestrelle.

Analyse du talc de Fenestrelle par Des CLOIZEAUX :

	Si O ₂	:	62,29
	Al ₂ O ₃	:	0,15
Fe total en	Fe O	:	1,22
	Mg O	:	31,55
	H ₂ O tot.	:	4,83
	Total	:	<u>100,04</u>

Comme on peut facilement le constater, il s'agit bien d'un talc dont la composition est tout à fait identique à celle de celui qui est exploité dans la Germanasca. Mais ce talc est très disséminé aux épontes des bancs de gneiss et micaschistes et doit être considéré comme le résultat d'une réaction avec les constituants de l'ensemble des calcschistes. Ce n'est pas ce minéral qui forme l'essentiel des roches très phylliteuses argentées, mêlées aux gneiss de Luserna.

Pour son étude, nous avons choisi d'utiliser un matériel provenant de la région de Montoso et du Val Luserna, où les influences de l'ensemble des calcschistes sont lointaines.

Extrait des micaschistes argentés, le mica blanc apparaît en paillettes aux contours mal dessinés, incolores ou légèrement verdâtres, au toucher onctueux. Montées entre lame et lamelle pour une étude microscopique, les paillettes disposées à plat se présentent sous deux aspects : les unes ont un contour net, sont légèrement verdâtres et ont un relief moyen, voisin de 1,58. Elles sont nettement uniaxes. Les autres ont des contours plus flous, un aspect laiteux, un relief légèrement moindre, voisin de 1,56 et sont biaxes. Cette dualité que révèle seulement une étude détaillée des paillettes phylliteuses en dissociant les lamelles sous le microscope est tout à fait indécélable à l'œil nu sur l'échantillon. Dans une lame mince de la roche, taillée transversalement aux clivages (001) des micas, on peut constater que presque tous ces minéraux sont constitués par une association lamelle à lamelle d'une phyllite incolore un peu verdâtre, à forte biréfringence ($\Delta = 0,040$), polarisant dans les teintes vives du deuxième ordre et d'un autre, indifférenciable en lumière naturelle, mais aux teintes de polarisation plus basses (jaune à orangé du premier ordre) correspondant à une biréfringence de l'ordre de 0,016.

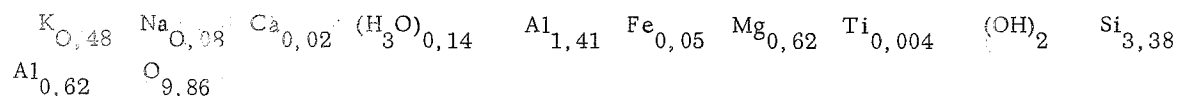
Le premier de ces micas correspond à la phengite, mais le deuxième est de nature plus délicate à définir. Etant données les intercalations intimes des lamelles, il n'a pas été possible de séparer ces deux minéraux entre eux. Aussi a-t-on entrepris l'étude physico-chimique sur un mélange qui est le "sandwich" décrit.

Une analyse chimique de ce matériel a donné les résultats suivants :

Analyse n° 11 : Phyllite argentée des micaschistes intercalés dans les gneiss de Luserna - Montoso - Echantillon PV LU 1 (analyse nouvelle : B. USELLE, Grenoble 1965).

	Si O ₂	52,90
	Al ₂ O ₃	27,05
Fe total en	Fe O	0,90
	Mg O	6,45
	Ca O	0,35
	Na ₂ O	0,70
	K ₂ O	5,90
	Ti O ₂	0,10
	H ₂ O+	5,65
	H ₂ O-	0,45
	<hr/>	
	Total	100,45

Si l'on ne connaissait pas la structure en sandwich composite de la phyllite analysée, on pourrait calculer une formule structurale du minéral correspondant à une illite :



Mais, comme on l'a vu, cela ne correspond qu'à un produit global et hypothétique d'où l'on devrait soustraire une proportion, impossible à déterminer, de la phengite qui semble apparaître à l'étude microscopique.

Afin de lever cette indétermination, on a tenté sur ce mélange un diffractogramme RX. Il donne les résultats suivants :

Résultats d'un diffractogramme X sur la phyllite blanche purifiée à 99 % (impureté : quartz)
Rayonnement du Fe non filtré.

Les raies reconnues pour la phengite sont notées P. Les raies soulignées sont les plus nettes.

	15,388	f		2,7719	tff	
	<u>14,200</u>	m à F	- 001	P 2,7334	tff	+
P	10,869	F	+	2,6961	tff	
P	<u>9,9010</u>	TTF	+	2,5463	tff	-
	7,81	m		P 2,4830	f à m	+
	<u>7,0280</u>	TF	- 002	2,4526	f	-
P	5,4561	m	+	2,2692	f	-
	5,2039	m		2,2280	tf	
P	<u>4,9444</u>	TTF	+	P 2,1884	m	+
	<u>4,6856</u>	TTF	- 003	P 2,1210	f	+
P	4,4640	tff	+	2,0184	f	-
	4,2312	m		P <u>1,9805</u>	TF	+
P	3,8570	m à F	+	P 1,8132	f à m	+
P	3,6851	F	+	1,6930	tf	
P	<u>3,6384</u>	F à TF	+	1,6679	tf	-
	<u>3,5268</u>	TTF	- 004	P 1,6480	tff	+
P	<u>3,3047</u>	TTF	+	1,5704	tff	-
P	3,1960	tff	+	<u>1,5386</u>	m	- 060
P	3,10	tff	+	P 1,5126	tf	+
	2,9528	tff		1,4468	f	
	2,8250	m à F	- 005			

+ mica phengite
- chlorite

N.B. Les raies notées P ont été identifiées par comparaison avec un diagramme de phengite effectué dans les mêmes conditions.

Il ressort de ces chiffres, qu'à côté de la phengite (le diagramme comparatif a permis de l'individualiser avec netteté) existe une chlorite bien constituée. La valeur du paramètre b = 9,23 Å (raie 1,5386) indiquerait une chlorite magnésienne plutôt que ferrière. (*)

Il s'ensuit que les micaschistes argentés doivent leur aspect essentiel à une phyllite complexe, leur constituant prédominant, qui est un interstratifié de phengite et chlorite magnésienne, difficile à caractériser au simple examen optique superficiel. Sa genèse semble pouvoir être expliquée par recristallisation d'argillites à illite et montmorillonite, qui trouvent leur origine dans l'altération de roches volcaniques acides sous climat aride (S. CAILLERE et A. MICHARD 1962).

(*) - Je tiens à remercier ici G. DUNOYER de SEGONZAC pour l'aide qu'il m'a apportée dans cette étude.

b) Les micaschistes et les microconglomérats.

Ces deux faciès sont inséparables, tant par leur association sur le terrain, constante bien qu'irrégulière, que par la grande quantité de mica blanc qu'ils contiennent. Ce mica blanc, qui est du type complexe étudié ci-dessus, constitue par ses grandes lamelles, en lits et agglomérats noduleux, le lien de parenté de toutes ces roches. Il forme aussi un élément permettant de distinguer ces niveaux de ceux de l'ensemble de Sampeyre, avec lesquels ils peuvent facilement être confondus. Mais les micaschistes argentés s'intercalent dans les porphyroïdes arkosiques au lieu et place de quartzites micacés.

Les micaschistes argentés proprement dits sont composés pour moitié de quartz et pour moitié de phyllites blanches. Celles-ci sont du type décrit plus haut et constituent des lits ou des nodules où il est parfois possible de reconnaître de minuscules plis intrafoliaux. Le quartz est engrené et, disséminé, forme le fond de la roche, où se détachent les lits phylliteux. Cependant, bien souvent, il existe des amandes effilées et des lentilles où les cristaux de quartz, plus fins ou plus grossiers, dessinent de petits agglomérats bien individualisés qui ne peuvent être que des microgalets.

Cet aspect détritique est souvent confirmé dans certains niveaux peu recristallisés : les masses quartzieuses conservent leurs contours anguleux et sont serties dans une mésostase où le quartz est en cristaux cassés, environnés par la fine purée phylliteuse.

On passe ainsi de façon très continue aux micaschistes microconglomératiques, dont l'aspect détritique est particulièrement évident sur les affleurements altérés, où les galets restent en relief.

La pâte est constituée par une trame quartzieuse engrenée et fine, mêlée à des traînées de carbonates (calcite ou ankérite) orientée par des paillettes dispersées de phyllite toujours flexueuse et morcelée. Le mica blanc s'accompagne parfois alors de plaquettes très fraîches, non déformées de biotite verte ou acajou. L'albite (An 5) peut y faire localement son apparition sous forme de cristaux arrondis, généralement non maclés. Dans quelques cas, des granules d'épidote, des grenats cassés et morcelés, ou de la tourmaline bleutée, peuvent être présents. Leur habitus ne permet pas de les considérer comme minéraux de néoformation et ils doivent provenir de débris d'une roche préexistante.

Il en est de même d'un mica blanc, très tordu, aux clivages fortement exagérés, formant le cœur de certains amas de phengite qui se développe à ses dépens.

Un autre problème est posé par la présence sporadique de chloritoïde, dont les cristaux cassés et ressoudés par la pennine sont souvent corrodés par le quartz de la mésostase. Le chloritoïde est toujours associé aux lits et amas de phengite et ses relations avec ce minéral font penser qu'il participe de la même génération de cristallisation.

Les galets sont toujours à contours nets. Arrondis ou en amandes peu étirées, ils sont exclusivement quartzieux. Il peut s'agir de petites masses, à structure engrenée de quartzite, ou d'éléments monocristallins, arrondis et corrodés. Ce quartz est toujours fortement onduleux et par cela trahit son ancienneté par rapport au quartz à extinction normale de la mésostase. Il peut faire penser à d'anciens phénocristaux de rhyolite, mais la masse dans laquelle ils se situent indique que ces éventuelles roches volcaniques acides ont été remaniées avec des débris divers.

Au point de vue chimique (voir ci-dessus, analyse n° 9, p. 93), on doit constater que la composition de ces roches se rapproche beaucoup de celle des micaschistes quartzitiques de l'ensemble de Sampeyre. La construction des diagrammes ACF et A'KF (voir ci-dessus la figure 17, p. 94) permet de les rapprocher du domaine des dépôts continentaux de climat tropical, au même titre que les roches permienes et assimilées de la zone

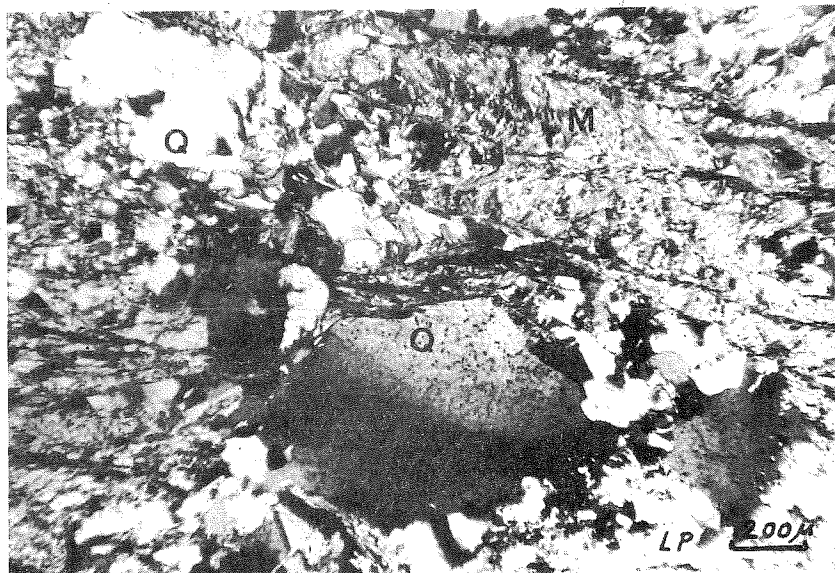


Fig. 18 - Microgalets de quartz globulaire des micaschistes argentés et plis intrafoliaux des matériaux phylliteux.
M = micas. Q = quartz.

briançonnaise. Cela correspond assez bien au fait qu'au sein des micaschistes argentés existent de fins niveaux graphiteux (sous Rora, Val Luserna, par exemple).

On est ainsi conduit à l'hypothèse que les faciès détritiques fins de l'ensemble de Dronero, toujours associés aux porphyroïdes arkosiques constituent une formation volcano-détritique ayant évolué sous climat aride. Les recrystallisations, souvent modérées, affectèrent surtout la phase argileuse et les paragenèses rencontrées montrent bien que, compte tenu de la variabilité de la composition de ces dépôts, on se situe encore une fois à la limite des sous-faciès B-1-1 (à quartz - albite - muscovite - chlorite et éventuellement chloritoïde) et B-1-2 (à quartz - albite - épidote - biotite et éventuellement Chloritoïde) du faciès métamorphique des Schistes verts, conçus sous hautes pressions et basses températures.

Mais, encore une fois, on est obligé de concevoir que l'évolution des recrystallisations est complexe et va dans le sens d'un réchauffement progressif avec une atténuation des pressions. La marque de ces transformations se retrouve, comme dans les autres faciès analysés jusqu'alors, par un démantèlement modéré des phengite et chloritoïde et l'apparition débutante de la biotite sous un aspect que l'on a reconnu être celui d'une transition entre zones de métamorphisme (C. BAHEZRE, R. MICHEL et P. VIALON, 1965).

Au total, cette évolution est absolument parallèle à celle des porphyroïdes arkosiques, ce qui est normal pour des roches aussi intimement associées.

3) Les porphyroïdes granophyriques.

A plusieurs reprises, dans les faciès précédents de l'ensemble de Dronero, on a été amené à envisager les influences de roches éruptives acides sous l'aspect de leurs produits de démantèlement. Avec les porphyroïdes

granophyriques qui, comme on l'a vu, s'intercalent en filons-couches brutaux ou en masses plus importantes dans les roches aux caractères détritiques, on découvre ce matériel à caractère granitique jusqu'alors uniquement hypothétique.

En effet, les porphyroïdes granophyriques, abstraction faite des étirements et laminages qui leur donnent un aspect gneissique, ont une allure nettement granitoïde porphyrique. Cette hypothèse de départ se confirme à l'étude en lame mince.

a) Les faciès types de la région de Coazze.

On pourra prendre en exemple les roches de la région de Coazze, dans le Nord du massif, en ayant soin de choisir les faciès les plus équilibrés.

Leur composition moyenne est la suivante (en volumes pour cent) :

Quartz	30 à 35 %
Microcline	25 à 30 %
Albite	10 à 12 %
Amas saussuritiques (anciens plagioclases)	17 à 22 %
Micas (biotite, chlorite, séricite)	9 à 12 %
Accessoires (épidote et zoïsite (non compris les amas saussuritiques), apatite, oxydes de fer divers, sphène)	environ 2 %

La faible ampleur des variations de ce pourcentage volumétrique moyen traduit bien la grande homogénéité de ces roches sur toute l'étendue du massif. Seule, varie en effet de façon appréciable la taille des quartz et des phénocristaux de feldspaths potassiques. Ceux-là peuvent être en globules atteignant presque le centimètre de diamètre et ceux-ci dépassent parfois 3 cm de long. Les micas sont surtout représentés par de la biotite. Mais celle-ci a un habitus très particulier et est souvent morcelée, ce qui donne fréquemment un aspect gris noir uniforme aux roches qui la contiennent. Elle peut aussi s'amasser dans des enclaves surmicacées à grain fin, dont elle constitue l'essentiel sous des formes très démantelées avec séricitisation et épidotisation.

La structure de ces porphyroïdes granophyriques est toujours porphyrique. Les gros cristaux conservés sont ceux de quartz et de feldspath potassique, mais il existe aussi des fantômes plus ou moins démantelés de phénocristaux de biotite et des amas quadrangulaires où s'assemblent, autour de granules d'épidote et de zoïsite, de fins quartz, albite et micas. Ce sont vraisemblablement les restes de plagioclases si l'on en juge par leur forme. La mésostase, que l'on peut considérer comme une ancienne pâte recristallisée, est à base de quartz, albite et plaquettes fines de micas que parcourent des épidotes et des lamelles fines de séricite peu orientées. Cette ancienne pâte ne constitue guère que la moitié du volume total.

Le quartz est en grandes sections subautomorphes, à forte extinction onduleuse. Ses bords sont fréquemment corrodés. Il s'agit d'une corrosion ancienne où pénètre la pâte fine à biotite, mais aussi d'une corrosion plus récente par des cristaux de quartz néoformés. Ceux-ci sont engrenés, finement recristallisés, comme ceux de la pâte et à extinction normale.

Le feldspath potassique est un microcline généralement quadrillé, aux contours quadrangulaires souvent conservés. La perthite peut être présente et, en quelques cas, des travées quartzueuses de même orientation optique, peuvent être interprétées comme des restes d'une structure micropegmatitique. Ce microcline est souvent constellé et enveloppé par de fins cristaux d'albite peu maclée (An 5), qui tendent à l'envahir.

Sur les cristaux apparemment les moins albitisés, on a tenté de préciser la nature du feldspath potassique selon la méthode détaillée par G. GUITARD, E. RAGUIN et G. SABATIER

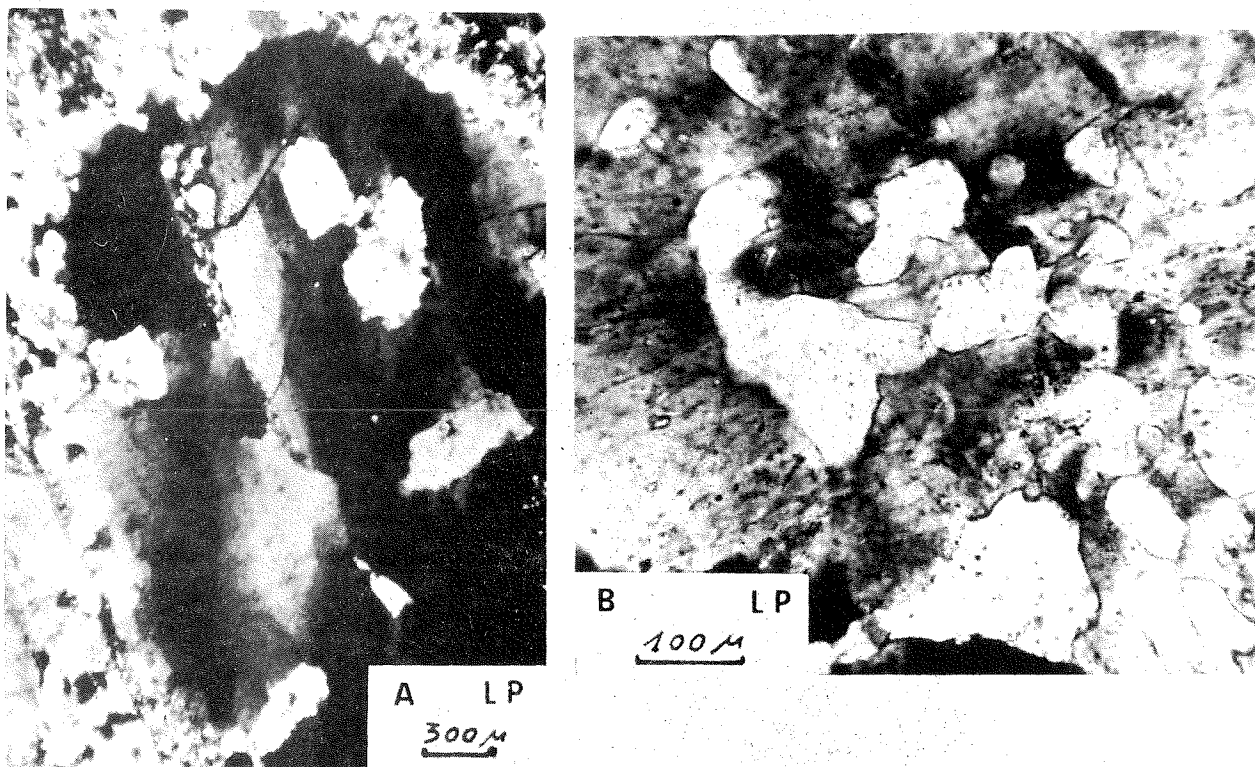


Fig. 19 - A) Aspects des corrosions des quartz globulaires des porphyroïdes granophyriques de Coazze.
B) Résidus de micropegmatite dans les mêmes roches.

(1960), à l'aide de la diffraction des rayons X. La séparation des deux raies 131 et 131 permet de mesurer conventionnellement le degré de triclinicité du minéral. Le plus souvent, cette méthode a montré que les feldspaths potassiques des porphyroïdes de Coazze étaient des mélanges où intervenaient les plagioclases (1^{re} albite, selon toute vraisemblance), entraînant un décalage des raies. Cependant, plusieurs cas montrent que nous sommes en présence d'un microcline maximum ($P = 100$, dans la notation des auteurs précités). Quelques cas, plus rares, indiquent aussi un mélange de feldspaths monoclinique et triclinique, ou une triclinicité plus faible (P voisin de 50). Suivant la conclusion de G. GUITARD et al., on est ainsi amené à penser que les porphyroïdes granophyriques contenaient originellement de l'orthose (ou de la sanidine) qui s'est transformée pendant le métamorphisme général en une forme triclinique qui, dans les zones supérieures, devient la seule stable.

L'albite constitue le plus souvent des amas de transformation autour du microcline. Elle est également présente dans la mésostase, où elle s'engrène avec le quartz, en cristaux amiboïdes non poecilolithiques, rarement maclés, ou seulement selon Carlsbad.

Des anciens plagioclases, il ne reste rien que l'on puisse objectivement définir. Seule la forme quadrangulaire des amas saussuritiens décrits plus haut permet d'envisager favorablement cette hypothèse, par ailleurs vraisemblable.

Les micas offrent une structure très particulière. C'est notamment le cas de la biotite.

On ne rencontre jamais de grands cristaux bien formés, mais des amas à contours quadrangulaires, soulignés par un alignement de granules d'oxydes de fer. A l'intérieur les paillettes déchiquetées de mica, d'un brun rouge très pléochroïque, sont en désordre et mêlées à de fines granulations de sphène, d'épidote et d'oxydes de fer, ainsi qu'à des lamelles mieux formées de séricite et de biotite verte, plus fraîche. La chlorite peut être présente au sein de cette confusion, mais elle est très subordonnée. On doit penser que de tels amas représentent le démantèlement de vieilles plaquettes de biotite monocristallines remaniées par le métamorphisme subi par la roche.

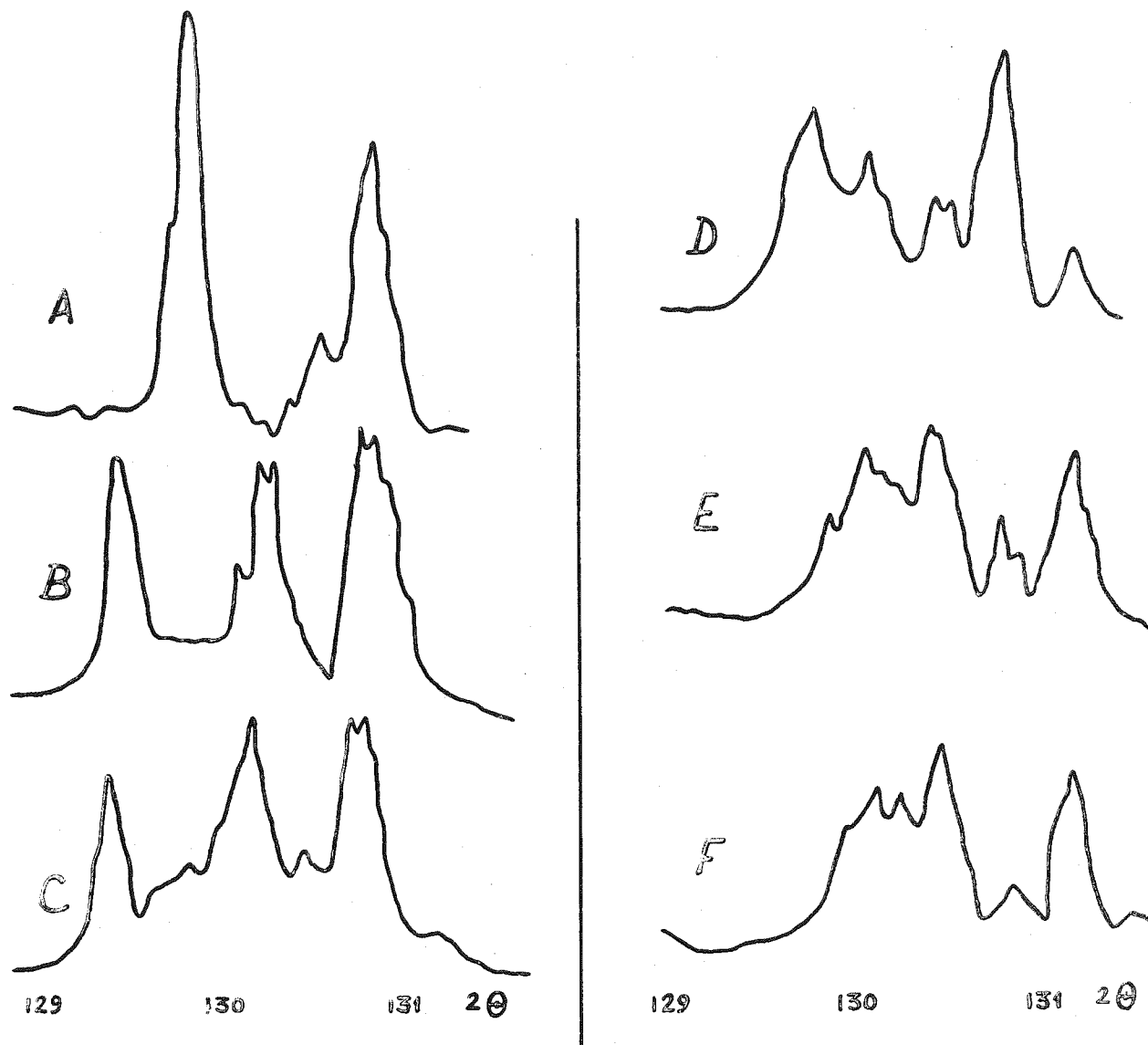


Fig. 20 - Diffractogrammes de feldspaths potassiques.

- A : Diffractogramme de référence : orthose monoclinique ($P = 0$).
- B : Diffractogramme de référence : microcline maximum, triclinique ($P = 95$ à 100).
- C à F : Diffractogrammes obtenus avec les feldspaths des porphyroïdes de Coazze.
- C : microcline maximum, $P = 100$.
- D : mélange de matériel mono et triclinique (et faible triclinicité, $P = 50$).
- E et F : mélange de matériel mono et triclinique et de plagioclase.

Tous ces caractères montrent à l'évidence que les porphyroïdes granophyriques de la région de Coazze sont le résultat - dû au métamorphisme - de transformations assez poussées d'un matériel éruptif à composition de granite. Ce métamorphisme n'est pourtant jamais très important puisque subsistent de nombreuses structures anciennes qui sont celles d'un granite ou d'un microgranite porphyrique. Ces conclusions sont corroborées par le grand nombre d'enclaves qui parsèment toujours ces roches. Pour la plupart ce ne sont que de fins feutrages de biotite, dont les aspects sont ceux des plaquettes démantelées de la masse de la roche. Des quartz peuvent s'y ajouter, ils sont rares, finement engrenés et frais, ou, au contraire, plus grossiers, à contours automorphes, à corrosion et à extinction onduleuse. D'autres enclaves sont constituées par des agglomérats de baguettes de tourmaline bleu verdâtre, sur lesquelles s'engrènent de rares quartz, quelques paillettes de muscovite et des grenats.

b) Les autres gisements de porphyroïdes granophyriques.

Les autres gisements de porphyroïdes granophyriques sont fort semblables à ceux de la masse de Coazze. A. MICHARD a récemment (1962) finement décrit ceux qui accompagnent les porphyroïdes arkosiques de la région de Dronero. Là, les orthogneiss sont en bancs, ou en filons-couches de taille assez réduite, mais leur pétrographie rejoint absolument celle des masses plus vastes du Nord du massif. Il faut cependant noter que la granulométrie de roches de ces différents gisements n'est pas très constante. Au Nord du Col de la Liretta et au Monte San Bernardo il s'agit de roches à très gros phénocristaux. A Morra Villar, au contraire, deux "couches" de granophyres offrent des textures fines, où les phénocristaux arrondis de quartz bleuté ou mielleux ne dépassent pas deux ou trois millimètres, pendant que les feldspaths potassiques, plus rares et dispersés, atteignent, au plus, le centimètre. Hormis ces variations de grain, seules les transformations des minéraux anciens ont un peu changé. Les microclines perthitiques sont beaucoup plus démantelés par l'albitisation, et la biotite, plus finement morcelée, est le plus souvent presque entièrement épigénisée par un feutrage de séricite à laquelle s'adjoint sporadiquement de fines paillettes fraîches de biotite nouvelle, de teinte verte. Les quartz globulaires sont également beaucoup plus morcelés et il est fréquent de rencontrer des amas de petits quartz, recristallisés ou non, assemblés sous la forme de l'ancien phénocristal.

Les enclaves sont présentes dans les porphyroïdes granophyriques de la région de Dronero. Du type habituel courant, très micacé, elles peuvent être aussi d'une nature particulière beaucoup plus leucocrate. C'est le cas d'un xénolithe ovoïde, rencontré à Morra Villar. Son grain est plus fin et plus pauvre en mica que la roche encaissante. L'examen microscopique permet d'y reconnaître des phénocristaux globulaires et corrodés de quartz à extinction onduleuse et de plus rares tablettes de microcline albitisé. Les plagioclases affectent la forme et les altérations saussuritiques du porphyroïde ordinaire, mais ils conservent localement une fraîcheur suffisante avec des macles polysynthétiques. Il s'agit d'oligoclase (An 14-20). La pâte est fine, très tachée de limonites et constellée de fines albites (An 0) non maclées qui s'engrènent avec les quartz fins. De fines paillettes de séricite et d'épidote parsèment cette mésostase, mais jamais ne sont amassées de façon à représenter un ancien gros cristal de mica. Il s'agit donc d'une roche essentiellement leucocrate, où les épidotes proviennent surtout de la destruction du plagioclase. Par la finesse de son grain et ses structures, cette roche évoque une ancienne rhyolite.

D'autres porphyroïdes granophyriques sont dispersées dans le massif. Elles constituent, comme partout, des sortes de bancs discontinus dans les porphyroïdes arkosiques et leurs micaschistes. Elles sont parfois extrêmement étirées et prennent un aspect gneissique qui n'existe que sur les bordures des masses plus importantes comme celles de Coazze. La biotite y est toujours présente et, avec les quartz globulaires bleutés, permet toujours de distinguer facilement ces orthogneiss des gneiss de Luserna environnants. Quand la texture est gneissique, la biotite peut s'étirer en flaqes et lamelles noirâtres qui soulignent la linéation régionale. Le quartz en granules peut alors s'étaler en lentilles et en amandes.

Mention particulière doit être faite des porphyroïdes granophyriques de la Rocca Peyroun. Elles se situent dans les grandes lanières d'écaillage, soulignées par des calcschistes du vallon des Subiaschi, à l'Est de la Punta Cornour. Malgré ce cadre extrêmement mouvementé, la roche conserve souvent une texture équante de roche

granitique porphyrique, à gros quartz globuleux bleutés et grands feldspaths potassiques en "dents de cheval", dépassant 1,5 x 3 cm. La biotite brun rouge n'y est que rarement morcelée et, malgré des déformations importantes et une oblitération partielle par de fines aiguilles de rutile et des granules d'oxydes de fer, conserve ses formes en plaquettes originelles et n'est pas chloritisée. L'albitisation ou l'altération des grands phénocristaux de microcline perthitique est souvent uniquement périphérique, mais parfois, dans les roches les plus remaniées, elle peut être totale et le feldspath se transforme en un amas polycristallin ovalaire, finement recristallisé, qui bosselle les affleurements et fait penser à des galets composites. Sur la crête séparant Subiaschi de Cialancia, au-dessus des lacs de la Conca, ces observations sont particulièrement nettes. On peut se demander si ce ne sont pas de tels affleurements, avec ceux des Tredici Laghi dans des faciès grossièrement gneissiques de l'ensemble des gneiss glanduleux, qui ont alimenté, peu avant le début du siècle, la querelle entre V. NOVARESE (1895) et J.W. GREGORY (1894) au sujet des "waldesian gneiss".

Dans le Val Luserna, aux environs de Rora, dans la localité type du faciès "gneiss de Luserna" des porphyroïdes arkosiques, les granophyres sont, au contraire, en général très déformés. Leur aspect est celui d'un orthogneiss typique. La biotite est toujours étirée en flaqes allongées selon la linéation ; les phénocristaux de quartz,

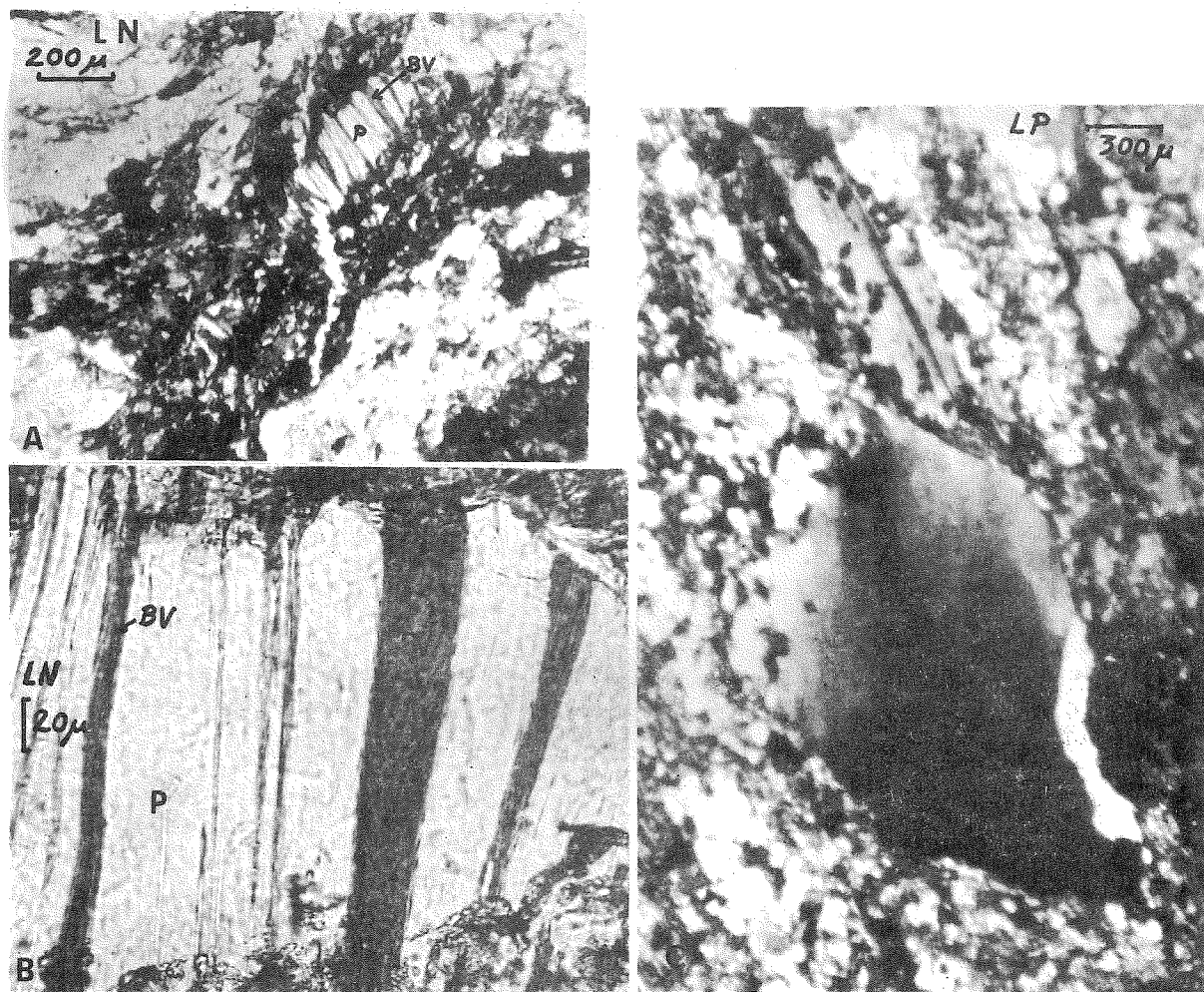


Fig. 21 - Micrographies des porphyroïdes granophyriques étirées.

- A : Morcellement d'une ancienne biotite, avec envahissement par les paillettes de phengite (P), et de néobiotite (BV).
- B : Détail des syncrystallisations de phengite (P) et néobiotite (BV), interstratifiées feuillet à feuillet dans les plaquettes épigénisant l'ancienne biotite.
- C : Résidu de phénocristal de quartz globulaire dans les faciès étirés.

généralement morcelés et toujours bleutés, forment des amandes. Il reste cependant des zones dans ce banc de Rora, où se retrouvent toutes les caractéristiques habituelles du faciès-type, avec les structures à quartz corrodés, les plaquettes de biotite tordues, les phénocristaux de microcline peu transformés, la pâte recristallisée en une mésostase surtout quartzo-sériciteuse. Comme ailleurs, les lames anciennes de biotite sont parfois remplacées par un feutrage de ses débris plus ou moins disjoints. Avec le remplacement banal de la biotite brun rouge par des paillettes sériciteuses et des plaquettes fraîches de biotite verte, on doit aussi noter que la chlorite peut être exceptionnellement présente. Mais son habitus n'est pas celui d'une chloritisation de l'ancien mica : la pennine constitue en effet des lamelles automorphes, souvent transverses sur l'allongement de la vieille biotite et participe ainsi de la recristallisation des biotites vertes et micas blancs épigénisants.

Notons enfin qu'aux abords de la "couche" de porphyroïde granophyrique, le gneiss de Luserna est sur une distance d'une vingtaine de mètres beaucoup plus chargé en albite en ocelles envahissantes qu'il ne l'est d'ordinaire.

c) Les faciès feldspathiques grossiers de l'ensemble de Dronero. Un essai d'interprétation.

- Le chimisme des roches en présence.

De l'inventaire pétrographique des porphyroïdes granophyriques il ressort que l'on est en présence de roches aux caractères granitiques accusés. Les types de structures rencontrés et aussi la nature des gisements autorisent même l'hypothèse de formations à faciès subvolcanique de type microgranitique. Ce sont les "gneiss granitoïdes" de S. FRANCHI, que les auteurs postérieurs ont voulu considérer comme des reliques d'une vaste masse granitique ancienne, malgré les conclusions de A. STELLA (1899) qui les comparait aux porphyroïdes rhyolitiques (bésimauidites) de Ligurie. Dans cette optique, tous les faciès de Luserna et autres porphyroïdes arkosiques, y compris les micaschistes argentés et assimilés, n'étaient que l'évolution dans le laminage et les recristallisations d'âge alpin du granite qualifié d'hercynien. Ainsi toute la masse des gneiss ocellés du Massif Dora Maira et les roches associées devenaient des orthogneiss à des états divers de "phyllonitisation".

L'étude pétrographique qui précède a permis de montrer combien il est difficile de concilier cette hypothèse d'une mylonitisation généralisée avec les conclusions tirées de l'observation des textures en plis intrafoliaux des gneiss de Luserna et micaschistes argentés, ainsi que de la présence de galets de taille variées dans ces mêmes niveaux. La dualité des structures dans les différents types de porphyroïdes, la répartition et la structure des biotites anciennes, la présence d'enclaves dans les seules porphyroïdes granophyriques s'accordent mal, entre autres arguments, avec la théorie unitaire de l'orthogneiss généralisé.

Il reste que dans notre hypothèse les orthogneiss existent : ce sont les porphyroïdes granophyriques. Leur extension est réduite dans toute la masse des faciès gneissiques ocellés. Leur individualisation pétrographique est assez facile. En est-il de même au point de vue chimique ?

Afin d'en juger on a procédé à l'analyse de trois types de porphyroïdes granophyriques différentes. Les résultats de ces analyses chimiques vont permettre de circonscrire le problème et d'établir des comparaisons avec les porphyroïdes arkosiques d'une part, et avec divers faciès analogues de régions voisines, d'autre part.

Analyses des porphyroïdes granophyriques de l'ensemble de Dronero. (Analyses nouvelles : B. USELLE, Grenoble 1964 et 1965).

- Analyse 12 : porphyroïde de la région de Coazze. Ech. PV 832 provenant de la vallée du Sangone, route de Forno, cote 820 environ.
- Analyse 13 : porphyroïde de Rora, Val Luserna. Ech. PV 727 provenant des pentes surplombant au Nord Nord Est le village de Rora.
- Analyse 14 : porphyroïde de Morra Villar (Nord Est Dronero). Ech. PV 1285 provenant des premières

pentres du chemin menant de Morra à Rivoira.

	12	13	14
Si O ₂	70,95	68,85	68,75
Al ₂ O ₃	14,70	14,15	14,85
Fe ₂ O ₃	2,05	3,40	1,55
Fe O	1,15	2,80	2,85
Mg O	1,40	1,35	1,15
Ca O	1,80	1,85	1,95
Na ₂ O	3,05	2,40	2,80
K ₂ O	3,85	4,05	3,65
Ti O ₂	0,35	0,50	0,55
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,20
Mn O	0,05	0,05	0,05
H ₂ O+	0,60	0,05	1,15
H ₂ O-	0,05	0,70	0,10
Total	100,15	100,35	99,60

Calcul des paramètres CIPW - Lacroix et Niggli

Analyses	CIPW - Lacroix					Niggli					
	P	q	r	s	si	al	fm	c	alc	p	k
12	I(II)	(3) 4	2	3	343	41,8	22,6	9,3	26,2	0,31	0,45
13	(I)II	3 (4)	2	3	310	37,5	31,5	8,9	22,1	0,38	0,53
14	(I)II	(3) 4	2	3	324	41,2	25,2	9,8	23,8	0,40	0,46

Il est intéressant de mettre en parallèle ces résultats qui dénotent un matériel granitique calco-alcalin orthosi-plagioclasiqne très homogène, avec les mêmes paramètres calculés sur les données d'analyses de porphyroïdes arkosiques (voir analyses plus haut p. 92 - 93).

Analyses	CIPW - Lacroix					Niggli					
	P	q	r	s	si	al	fm	c	alc	p	k
4	I'	3 (4)	(1) 2	3	404	44,8	18,3	5,9	30,9	0,5	0,51
5	I'	3 (4)	1'	3	440	44,7	15,5	4,9	34,7	0,5	0,46
6	I'	3'	1	3	463	48,8	11,4	5,2	34,5	1,03	0,51
7	I'	3	1	3	468	49,6	15	3,7	31,6	0,5	0,44
8	I'	3	1'	3	474	49,2	15,4	4,3	31	0,4	0,51
10	I	3	(1) 2	(4) 5	478	52,7	7,1	4,9	35,2	0,39	0,09

A part la roche analysée sous le n° 10 (gneiss très leucocrate, intercalé dans les gneiss de Luserna), toutes les porphyroïdes arkosiques révèlent une composition fort voisine de celle d'un granite alcalin à calco-alcalin. C'est d'ailleurs à cette conclusion que parvenait, en 1954, G. PAGLIANI d'après plusieurs analyses des mêmes roches. En ce qui concerne le gneiss leucocrate, l'alcalinité est encore plus marquée. Déjà le suggèrait l'analyse pétrographique qui y révélait une proportion importante d'albite, sans que l'on puisse déceler ce qui revenait dans ce minéral à des transformations de minéraux préexistants ou à une contamination.

Il est intéressant de comparer les porphyroïdes arkosiques et granophyriques du Massif Dora Maira avec des roches de régions voisines avec lesquelles, on le verra plus loin, il est peut-être possible d'établir un parallèle chronologique. On a ainsi groupé tous les chiffres obtenus sur le diagramme triangulaire KCN de R. FREY, qui permet de visualiser commodément les parentés éventuelles du chimisme de ces roches (voir fig. 22). Y sont représentés : les porphyroïdes granophyriques et arkosiques du Massif Dora Maira (analyses nouvelles présentées ici et analyses de G. PAGLIANI 1954), un certain nombre de porphyres quartzifères traversant les formations houillères de la zone briançonnaise (analyses de J. FABRE 1958 et R. FEYS 1957), des analyses des "gneiss du Sapey" de Vanoise (analyses de F. ELLENBERGER 1958 et J. FABRE 1958) et les faciès les plus granitiques des "porphyres de Roffna" de la nappe de la Suretta (analyses de M. GRÜNENFELDER 1956).

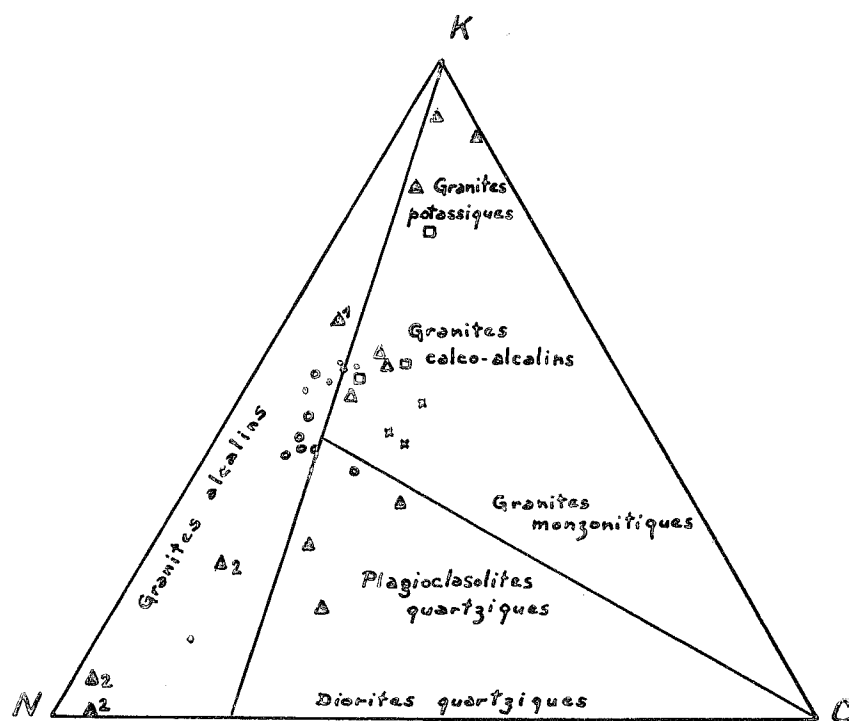


Fig. 22 - Diagramme K-C-N de R. FREY.

- x = Porphyroïdes granophyriques. Analyses nouvelles 12 à 14.
- = Porphyroïdes arkosiques. Analyses nouvelles 4 à 8 et 10.
- ◻ = Gneiss de Luserna. Analyses G. PAGLIANI (1954).
- ◻ = Gneiss de type Sapey (Vanoise). Analyses F. ELLENBERGER (1958) et J. FABRE (1958).
- Δ = "Roffnaporphyr". Analyses M. GRÜNENFELDER (1956).
- ▲ = Porphyres quartzifères du Briançonnais.
- ▲₁ = Porphyres de la Ponsonnière
- ▲₂ = "Roches blanches" de J. FABRE. - Analyses de R. FEYS (1957) et J. FABRE (1958).

Le diagramme de R. FREY permet de constater un remarquable groupement à la limite des domaines respectifs des granites alcalins et calco-alcalins. Toutes les familles de roches rassemblées s'y retrouvent. Il faut cependant noter que les faciès rappelant le plus des granites (porphyroïdes granophyriques, gneiss du Sapey, porphyres de Roffna) ont une nette tendance calco-alcaline, alors que les porphyroïdes arkosiques vont plutôt vers le pôle alcalin.

Quoi qu'il en soit, il semble bien que les échantillons de ce groupement correspondent à une filiation apparente. Peut-on en déduire qu'il s'agit de roches identiques ? Il ne semble pas que l'on puisse être aussi affirmatif et de toutes façons, pour passer des faciès granophyriques aux faciès arkosiques, il faut imaginer un lessivage non négligeable de Ca. Soulignons toutefois qu'en l'occurrence, en ne tenant compte que des éléments calco-alcalins de ces roches, le chimisme indique une composition granitique qui n'est pas niable.

Sur ce même diagramme KCN, d'autres échantillons montrent une dispersion depuis le pôle potassique jusqu'au domaine des plagioclasmolites quartziques. Il s'agit surtout des "porphyres" du Houiller briançonnais. L'évolution indiquée est évidemment un reflet de ce qu'ont exprimé J. FABRE (1958) et R. FEYS (1957) au sujet de ces roches intrusives en filons, sills et laccolites, qui s'échelonnent entre le Stéphanien moyen et le Néopermien. Elles seraient nées de la différenciation d'un magma profond unique et se répartissent depuis les microdiorites quartziques jusqu'aux rhyolites d'épanchement sans que cette variation puisse être mise en relation avec l'époque de leur mise en place.

Nos porphyroïdes, comme d'ailleurs les gneiss Sapey ou les porphyres de Roffna, dont les âges permien ou permo-houilliers sont admis, s'intègrent très bien dans la suite complète de cette évolution. Il est particulièrement remarquable que les porphyres de la Ponsonnière dans la zone houillère briançonnaise, considérés d'âge néopermien inférieur, se situent aux abords du domaine des porphyroïdes du Massif Dora Maira. Il est encore prématuré d'en tirer un argument chronologique, mais il est bien certain que le chimisme des roches éruptives fini-hercyniennes doit être rapproché de celui des porphyroïdes qui nous occupent.

Soulignons enfin que le gneiss leucocrate (An. 10) intercalé dans les gneiss de Luserna se situe vers le terme sodique de la suite évolutive envisagée. Il est assez caractéristique de rencontrer dans le même domaine les "Roches blanches" de J. FABRE, dont les filons traversent le Houiller supérieur (Westphalien D ?) de Tarentaise et que cet auteur considère comme une différenciation ultime d'un magma initialement plus basique.

De ces considérations, il ressort que les porphyroïdes granophyriques ou arkosiques peuvent s'intégrer dans une grande famille de roches éruptives dont les caractères sont ceux de granites alcalins à calco-alcalins. Si on les compare à un lot de roches alpines témoignant d'une activité magmatique dans les temps fini-hercyniens, on constate qu'ils s'y associent fort bien.

Il reste maintenant à envisager si tous les porphyroïdes à faciès de gneiss œillés peuvent être bien assimilés à d'anciennes roches granitiques, comme le suggère l'étude chimique (et comme l'admettent la plupart des auteurs antérieurs), ou bien s'il peut s'y trouver des niveaux sédimentaires remaniant un matériel éruptif, comme permet de le penser l'analyse pétrographique. C'est avec l'étude de cette question que l'on devra prendre en considération les effets du ou des métamorphismes, sur de telles roches.

- Les transformations métamorphiques des porphyroïdes et le problème de leur origine.

Avec l'étude des porphyroïdes arkosiques et des micaschistes à éléments détritiques qui leur sont associés, on a pu repérer les effets d'un métamorphisme allant du domaine des hautes pressions et basses températures vers celui de zones plus chaudes. Ce sont des évolutions que l'on avait déjà constatées dans les ensembles plus récents et jusque dans celui des calcschistes mésozoïques. Il s'agit donc des effets d'un métamorphisme unique, mais polyphasé, d'âge alpin. Ainsi, les paragenèses comparables rencontrées ici ne laissent pas la place à une éventuelle rétro-morphose de schistes cristallins antérieurs, ou de granite.

Ce cas n'est plus tout à fait respecté dans les porphyroïdes granophyriques. Nous y voyons en effet des minéraux, comme la biotite ou les plagioclases, présenter des signes évidents d'une déstabilisation, en même temps qu'un morcellement et d'intenses déformations. En fait, si les paragenèses permises par la composition chimique des granophyres correspondent bien à l'histoire définie précédemment pour les porphyroïdes arkosiques, on est contraint d'admettre qu'il existait au préalable des minéraux qui, dans la suite des événements, ont momentanément été hors de leur domaine de stabilité. Jamais cela ne s'est rencontré dans les porphyroïdes arkosiques ou seulement par exception.

Il est net, en particulier, que les plagioclases des porphyroïdes granophyriques, qui devaient être assez calciques, se sont trouvés portés hors des conditions permettant à un feldspath $An > 5$ de subsister. Il en est résulté une saussuritisation intense de ces minéraux, qui a persisté, car même dans les épisodes ultimes de recristallisation, seule l'albite est représentée. L'évolution de la biotite est plus complexe. Les grandes paillettes initiales furent d'abord déformées et morcelées. Aucune chloritisation généralisée n'a cependant accompagné ces effets dynamiques, sauf rares exceptions, mais de fins micas blancs ont épigénisé la vieille biotite. Par la suite, les conditions sont redevenues telles que la biotite a pu renaître de ses débris et sont nées les plaquettes fraîches de micas généralement verts. Tout cela correspond bien aux données obtenues antérieurement et il est vraisemblable que ce sont ces épisodes successifs qui ont également, dans tous les gneiss œillés de l'ensemble de Dronero, permis la transformation des feldspaths potassiques.

Cependant, dans les porphyroïdes granophyriques entre une autre donnée : les feldspaths initiaux devaient être d'un type monoclinique (voir plus haut p. 102). C'est à la suite des tensions, concomitantes à l'instauration d'un régime de métamorphisme d'épizone, que le microcline a supplanté l'orthose (G. GUITARD et al., 1960 et S. CAILLERE et F. KRAUT, 1960), en même temps qu'intervenait leur albitisation. On peut alors penser que les feldspaths potassiques des porphyroïdes arkosiques ont subi le même sort, mais de leurs aspects détritiques on peut également déduire qu'ils ont également subi une désagrégation sédimentaire.

De toutes façon, on s'achemine ainsi vers l'idée que les faciès de gneiss œillés de l'ensemble de Dronero ont tous grossièrement une composition de roche éruptive de la famille des granites. Cependant, il faut distinguer entre les faciès qui présentent des signes de rétro-morphose et ceux qui n'en présentent pas. En rassemblant les données chimiques et pétrographiques, sans exclure les renseignements fournis par les niveaux micaschisteux et conglomératiques associés aux gneiss, on est conduit à admettre qu'à partir de roches éruptives acides il y eut un démantèlement sur place ou avec faible transport, qui a donné lieu à la formation de masses arkosiques. Dans celles-ci l'altération climatique a détruit les biotites, le Fe fut en grande partie lessivé et les plagioclases ont été également totalement transformés en argiles qui ont pu se concentrer en quelques lits où elles se mêlent à de fins détritiques quartzueux.

Ce schéma n'est satisfaisant que si l'on admet une succession d'événements dans le temps depuis la mise en place initiale des roches éruptives jusqu'à leur désagrégation ultérieure en arkoses. Tel peut être le cas en quelques zones : les porphyroïdes granophyriques de Coazze reposent sur l'ensemble graphitique et les arkoses n'interviennent qu'après. Mais souvent aussi, les couches, filons ou sills des granophyres s'intercalent - on n'ose dire s'interstratifient - dans les porphyroïdes arkosiques et roches de la même famille (région de Dronero, Val Luserna). D'autre part, on a pu reconnaître, au sein des faciès détritiques, un certain nombre de débris suggérant un remaniement immédiat d'un matériel volcanique acide (éléments bréchiques de micropegmatite, quartz corrodés d'aspect rhyolitique, etc.). Enfin la grande majorité des micas blancs des porphyroïdes arkosiques et de leurs micaschistes sont hypersiliceux et leur caractère phengitique a conduit à l'idée que leurs argiles-mères étaient des montmorillonites, issues de la désagrégation sous climat tropical d'éruptions acides (S. CAILLERE et A. MICHARD 1962, F. ELLENBERGER 1958). Cette intime liaison, que l'on a déjà qualifiée de volcano-détritique, conduit ainsi à l'idée que la mise en place des granophyres et le dépôt des faciès plus nettement sédimentaires ne peuvent être que contemporains. Il s'agit là de manifestations éruptives acides, où, avec des roches grenues ou microgrenues interviennent des tufs, ou peut-être des ignimbrites, mêlés à leurs produits de désagrégation immédiate.

On rejoint ici l'idée développée par A. AMSTUTZ (1954) qui, avec A. RITTMANN, considère que les "gneiss minuti" des Alpes occidentales sont des roches dérivant d'éruptions permo-carbonifères rhyodacitiques et de leurs tufs "qui devaient être prédominants dans ces éruptions".

Les observations présentées ici vont tout à fait dans ce sens et l'on peut facilement schématiser les faciès de Dronero ainsi qu'il suit :

- porphyroïdes granophyriques : faciès éruptifs subvolcaniques des éruptions,
- porphyroïdes arkosiques et leurs micaschistes finement détritiques : faciès tufo-détritiques ou ignimbritiques des mêmes éruptions.

La liaison entre ces deux types de roches est étroite, bien que le matériel, de composition chimique analogue, mais aux propriétés initiales différentes, réagisse de façons diverses aux atteintes du climat régional de l'époque de sa mise en place. Il est naturel de retrouver à la fois une parenté et une différence dans les schistes cristallins issus de ces produits.

Quant à l'âge fini-hercynien des émissions tufo-éruptives, il est vraisemblable, comme nous tâcherons de le montrer plus loin, Soulignons toutefois dès maintenant le parallélisme déjà signalé (voir ci-dessus l'étude du chimisme des faciès feldspathiques grossiers de l'ensemble de Dronero, p.106) entre la nature de nos porphyroïdes et celle des faciès voisins, dont l'âge permien ou permo-houiller a été démontré. Cet aspect de la question apparaît encore mieux sur les diagrammes ci-dessous, construits à l'aide des mêmes données utilisées plus haut (porphyres du Briançonnais, gneiss Sapey de Vanoise, porphyres de la Suretta).

En même temps que d'une intrication étroite des points représentatifs des roches regroupées, on s'aperçoit de leur nette tendance à se rapprocher du pôle des granites alcalins (diagramme ACF) à mesure que les faciès sont plus "granitoïdes" (porphyroïdes granophyriques, gneiss Sapey, porphyres de Roffna). De même les faciès effusifs du Briançonnais se regroupent surtout avec ce que l'on considère ici comme des tufs ou ignimbrites (gneiss de Luserna s.l.).

Ces diagrammes permettent en outre de se faire une idée des paragenèses permises par la composition de ces roches en fonction du faciès métamorphique dans lequel elles se situent (cas des roches du Massif Dora Maira entre autres), ou pourraient être placées (cas des porphyres du Houiller briançonnais par exemple) si un métamorphisme les affectait. A quelques exceptions près, toutes donneraient des associations minérales semblables au moins si l'on se cantonne dans les sous-faciès des Schistes verts (ce qui est le cas pour les roches de l'ensemble de Dronero : voir les diagrammes B₁, B₂ et B₃ des porphyroïdes arkosiques, figure 17, p. 94.)

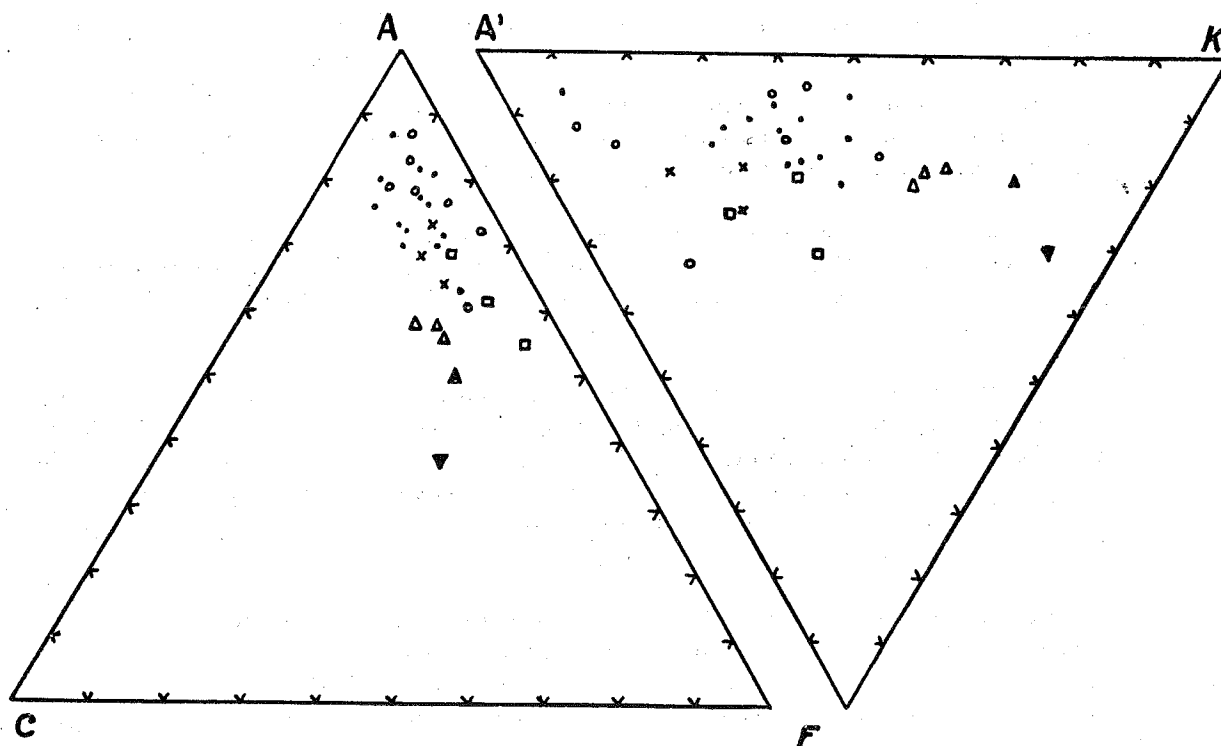


Fig. 23 - Les porphyroïdes granophyriques et quelques roches comparables sur les diagrammes ACF et A'KF de WINKLER.

- × = Porphyroïdes granophyriques.
- = Gneiss de type Sapey (Vanoise).
- △ = "Roffnaporphyr".
- = Porphyres quartzifères du Briançonnais.
- = Porphyroïdes arkosiques.
- ▲ = Granites alcalins.
- ▼ = Granites calco-alcalins.

Les données analytiques sont les mêmes que pour le diagramme de la fig. 22 (voir p. 108).

4) Les gneiss fins et les faciès charbonneux.

Ainsi qu'on l'a détaillé plus haut, l'ensemble de Dronero comporte une masse de gneiss fins qui n'est pas négligeable. Ces roches ont souvent un aspect gréseux et peuvent localement être conglomératiques ou se charger de matière organique, au point qu'il y a toutes les transitions vers l'ensemble graphitique de Pinerolo qui les prolonge à leur base.

Les gneiss fins sont d'une rare monotonie, mais peuvent néanmoins contenir quelques variantes : des niveaux riches en chloritoïde ou en amphibole, des horizons quartzitiques ou micaschisteux à nodules micacés. Ce sont, cependant, les gneiss fins d'aspect gréseux qui sont de loin les plus fréquents et leur faciès est tout à fait identique, qu'ils soient chargés de matière charbonneuse ou non. Les exemples pourront en être pris aussi bien dans la Conca Cialancia, au Sud de Perrero, que dans les montagnes entre Varaita et Maira. Au passage,

on analysera les faciès accessoires à chloritoïde, ou micaschisteux, qui peuvent s'y rencontrer.

Les zones conglomératiques ne sont pas rares, mais souvent il est difficile de les distinguer de celles qui parsèment l'ensemble graphitique sous-jacent. On en choisira un seul exemple, celui des épandages détritiques situés sous les granophyres de Coazze : là, on ne peut les confondre avec les faciès très déformés de l'ensemble de Pinerolo.

a) Les gneiss fins.

Leur composition moyenne est la suivante :

quartz
albite
phengite
biotite acajou ou verte
chlorite
amphibole
grenat
épidote, zoïsite, sphène, apatite, carbonates.

Accessoirement et par endroits, la tourmaline, les oxydes de fer, ou les fines particules graphiteuses qui tachent tous les autres minéraux, peuvent prétendre au rang de constituants déterminants dans la roche.

Le quartz, dans une structure typiquement granolépidoïblastique, n'a guère qu'un rôle de lien ou de bouche-trou entre les autres minéraux. Il forme rarement des lits finement granoblastiques et se rencontre le plus souvent en petits flots sans grande continuité, ou en granules dispersés s'engrenant sur les albites et les phyllites. En quelques points, comme au Nord de Sampeyre, ou au-dessus de l'Alpe Ciabreassa, au Nord du Frioland, le quartz granoblastique peut constituer de petites amandes, aux contours nets, qui évoquent de fins galets.

L'albite (An 0-5) participe généralement à cette régulière mésostase siliceuse où ses cristaux se distinguent par les inclusions qu'ils contiennent, et non par leur taille, qui est analogue à celle des quartz. En effet cette albite n'est jamais maclée et pourrait passer inaperçue si elle n'était poecilitique ou un peu séricitisée. Il n'en est pourtant pas toujours ainsi, car les albites peuvent prendre une extension et un volume considérables et conférer au gneiss la texture ovaritique déjà mentionnée. Le plus bel exemple est celui de Becetto, au Nord de Sampeyre, mais le cas se rencontre aussi dans quelques niveaux des flancs est du Gran Truc ou au Nord de Bobbio Pellice. Les cristaux d'albite sont énormes par rapport aux autres minéraux (jusqu'à 1,5 mm) et, de plus, peuvent s'associer en petits ocelles composites, dont le diamètre atteint 3 à 4 mm. Ces albites ont toujours un contour arrondi, sont rarement maclées, mais prennent le plus souvent un aspect spongieux, en raison de la grande quantité d'inclusions qu'elles renferment (micas, épidote, quartz ou produits opaques). Ces inclusions sont fréquemment disposées en files contournées, qui dessinent des sinuosités comparables aux minuscules replis intrafoliaux très nets dans les lits micacés. Les glomérules albitiques de ce type sont environnés, en une structure en cloison, par les niveaux phylliteux aux dispositions flexueuses.

Les phyllites sont abondantes et complexes. Il s'agit le plus souvent de phengite disposée en lits continus ou replissés et aplatis sur eux-mêmes (qui ne forment pourtant pas des nodules comme dans les niveaux micaschisteux). Mais jamais ce mica blanc ne reste seul : il s'associe généralement à de fines paillettes automorphes de biotite verte ou acajou, qui tendent à le remplacer. Cela se traduit soit par des agglomérats de biotite dans des zones effilochées des feuillets phengitiques, soit même par une épigénisation totale des lames de mica blanc. D'abord, un très fin feutrage de paillettes de biotite verte remplit la plaquette de phengite, dont il ne reste plus que les contours et quelques résidus déchiquetés. Un stade ultérieur montre une croissance de la taille des biotites. Dans ces transformations la biotite

peut s'accompagner de chlorite. Cette dernière n'est jamais très abondante. Elle forme des amas de cristallisation récente, où elle s'associe avec le mica vert ou acajou pour remanier le mica blanc, sur lequel biotite et chlorite se surimposent souvent transversalement.

Il ne s'agit pas d'un processus de chloritisation de la biotite, mais d'une syncrystallisation un peu semblable à celles qu'a étudiées A. MICHARD dans les unités plus externes (Mont Nebin) (1962). La biotite accompagne la pennine et n'en est pas un résidu. Il n'existe pas d'exsudats ferro-titanés dans ces paragenèses, où mica et chlorite s'interpénètrent en lamelles parallèles, de fraîcheur équivalente. Le passage de la biotite à la pennine peut parfois être très continu et il est alors évident qu'il ne s'agit pas d'un phénomène de transformation d'une biotite antérieure tel qu'en offriraient les processus de rétro-morphose.

L'amphibole est généralement partout présente en fines petites aiguilles disséminées dans les phyllites. Il s'agit d'une hornblende bleutée, souvent décolorée. Elle est généralement résiduelle et ne se rencontre en cristaux intacts et automorphes que lorsqu'elle est incluse dans l'albite. Ailleurs, elle se réduit le plus souvent à l'état de squelette, corrodée par les phyllites. Celles-ci l'épigénisent à la manière décrite pour les micas blancs. Ce sont

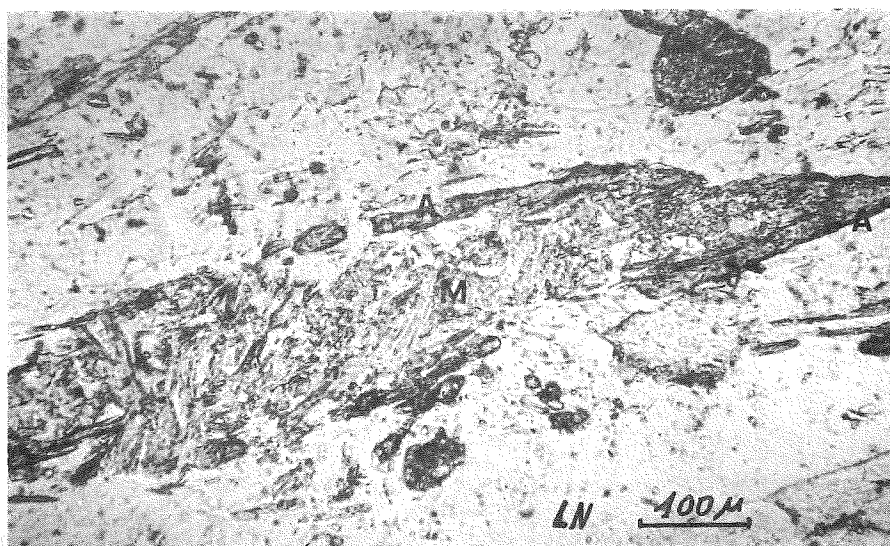


Fig. 24 - Résidu d'amphibole (A) envahi par les phyllites (M) dans les gneiss fins de l'ensemble de Dronero.

encore les pennine et biotite verte ou acajou, qui tendent à remplacer l'amphibole et ne laissent finalement subsister que ses formes anciennes ou un mince liseré périphérique discontinu. Le quartz et l'albite participent également à cette destruction de l'amphibole qu'ils rongent et envahissent progressivement. Le mica blanc peut également intervenir sous la forme de fines paillettes sériciteuses, noyées entre les autres minéraux.

Le grenat presque toujours très fin (50 à 100 μ), est bien représenté en cristaux disséminés. Il s'agit vraisemblablement d'almandin, brun rosé, à nombreuses inclusions. Les plus gros cristaux sont toujours très craquelés et corrodés. Les débris sont recimentés par le quartz de la mésostase et la biotite verte qui, c'est la règle absolument générale, tend à l'envahir ou à l'envelopper d'une auréole fine.

Les épidotes sont en larges tablettes verdâtres, ou en granules dispersées dans les lits phylliteux. La zoisite, comparativement bien plus exceptionnelle, se présente sous le même habitus. Le sphène, en fins granules amassés constitue des traînées qu'accompagnent fréquemment des carbonates à altération limonitique. Les tablettes d'apatite sont volumineuses, souvent cassées ou à contours arrondis.

S'il existe dans ces roches des pigments charbonneux, ils constellent régulièrement tous les éléments constitutants. Ils peuvent parfois s'agglomérer autour des lits phylliteux, formant de grandes traînées charbonneuses discontinues.

Quant à la tourmaline qui peut être présente un peu partout en petites baguettes dispersées, de teinte vert bleuté, plus foncée à la périphérie que dans le cœur, il lui arrive aussi de constituer de véritables lits d'épaisseur centimétrique au sein des gneiss fins (route de Mora à Combetta, Nord de Dronero). En ce cas, elle est presque l'unique constituant et peut s'arranger en grossiers sphérolites, cimentés par de petits quartz granoblastiques.

b) Les faciès accessoires et conglomératiques.

Ils constituent des passées de puissance variable, mais jamais très continues au sein des gneiss fins.

Les micaschistes à nodules ont une composition voisine de celle des gneiss fins, mais la proportion des phyllites y est plus grande. Celles-ci s'agglomèrent en amas centimétriques, qui sont autant de microplis intrafoliaux, dont on a déjà eu plusieurs fois l'occasion d'étudier les structures caractéristiques. Cet aspect est d'ailleurs souvent annoncé dans les gneiss fins habituels dès que les micas forment des lits d'épaisseur suffisante et les replis peuvent alors être scellés par les cristallisations ultimes d'albite.

Dans certain cas, chacun des faciès, gneissiques ou micaschisteux à nodules, peut se charger de chloritoïde, que l'on peut rencontrer également dans des niveaux nettement quartzitiques. La présence de ce minéral est sous la dépendance de la composition initiale de la roche et sa répartition désordonnée au sein de ces formations ne permet pas de lui donner une autre signification, zonéographique, par exemple.

La caractéristique constante du chloritoïde est d'être morcelé et corrodé, voire, plissé dans les nodules-microplis intrafoliaux. Il est toujours envahi par une pennine qui peut s'accompagner de biotite fraîche, acajou ou verte, analogue à celle qui remanie amphiboles et micas blancs. Quartz et albite complètent souvent la corrosion.

En bien des cas les micaschistes quartziteux qui contiennent du chloritoïde, ont un faciès tout à fait analogue à celui qui a été analysé dans l'ensemble de Sampeyre.

Les faciès conglomératiques dont il est question ici sont ceux qui apparaissent dans les gneiss fins dont nous savons qu'ils sont parfois charbonneux. A ce titre, ils sont fort voisins de ceux que l'on rencontre dans l'ensemble graphitique de Pinerolo. Toutefois, les conglomérats du Sangone, dont on a examiné la position particulière et significative, s'en distinguent aisément : leurs galets sont peu déformés et le ciment est tout à fait comparable aux gneiss fins analysés ci-dessus.

Les galets sont surtout quartzitiques : ils se composent de quartz granoblastique où, de place en place, se détachent quelques gros cristaux arrondis qui font supposer que le galet est lui-même constitué par une roche détritique. A côté du quartz, les micas ne sont pas nombreux et absents dans la plupart des cailloux roulés examinés. Quand ils existent, les micas sont dispersés sans ordre et le feuilletage qu'ils déterminent est peu apparent. Il s'agit, pour la plus grande part, de muscovite et de quelques paillettes de biotite. Tous ces éléments sont tordus et ont une forte extinction onduleuse.

La pâte a fréquemment l'aspect du gneiss fin banal. Cependant, les phyllites ont tendance à se disposer en feuillets qui contiennent les galets quartzitiques à la manière d'une structure en cloison. Ces phyllites sont nettement de deux générations : biotite chloritisée et tordue, muscovite morcelée et flexueuse et pennine issue de biotite, constituent la partie ancienne, vraisemblablement flottée dans ce milieu détritique ; par contre les biotites vertes ou kaki et acajou, et certaines chlorites, plus vertes que les précédentes et plus fraîches, sont nettement de néoformation : elles remanient les anciens micas détritiques et croissent à leurs dépens ou bien épigénisent les nombreux petits grenats épars dans la mésostase.

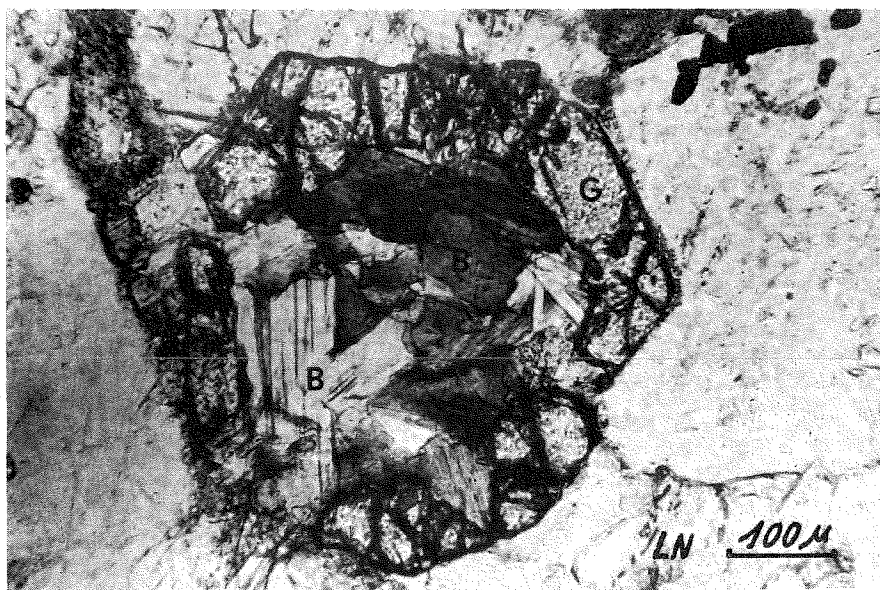


Fig. 25 - Micrographie de l'envahissement des grenats (G) par la néobiotite (B) vert-kaki.

Le reste du ciment est constitué par des quartz granoblastiques mêlés à des albites arrondies pouvant engluer, comme dans les gneiss ovariditiques, les autres minéraux. Les minéraux accessoires, épidote, sphène et grenat, sont généralement en grains arrondis sans que l'on puisse assurer qu'il s'agit bien de formes roulées.

En résumé, les faciès conglomératiques apparaissent comme des cas particuliers des gneiss fins habituels. Seuls, les galets et les phyllites anciennes, certainement détritiques dans ce milieu, apportent une note originale. On peut en déduire que l'évolution de ces roches ne diffère pas sensiblement de celle qui affecte les gneiss fins. Il s'ensuit que l'on doit se demander si ces derniers, dont on rappellera l'aspect gréseux, n'étaient pas, à l'origine, constitués par un matériel à peu près équivalent, c'est-à-dire détritique, mais plus fin et privé de ses galets. Si l'on en juge par l'environnement (détritique de l'ensemble graphitique au-dessous, volcano-détritique de la masse essentielle de l'ensemble de Dronero au-dessus) et aussi par le fait que ni les niveaux détritiques certains, ni les horizons chargés de matière organique ne sont absents dans les gneiss fins, cette hypothèse paraît au moins vraisemblable.

En ce qui concerne les recrystallisations métamorphiques, les faciès de gneiss fins offrent, à côté de paragenèses auxquelles le reste de l'ensemble de Dronero nous a accoutumés, quelques particularités intéressantes. Ce sont surtout les proportions importantes que prennent des minéraux comme les amphiboles bleu vert et les grenats. Certes, comme celles à chloritoïde, ces paragenèses sont restées instables et leur décomposition par des cristallisations simultanées de chlorite et biotite verte ou brune sont une règle générale que l'on doit d'ailleurs mettre en parallèle avec la transformation des micas blancs par les mêmes éléments. Elles doivent trouver une explication, que les épisodes successifs du métamorphisme d'âge alpin tels qu'ils sont décelables dans l'ensemble des calcschistes suffisent à élucider.

En effet : on a rencontré dans les calcschistes réputés mésozoïques des associations à grenat (de type particulier, sans doute une solution solide spessartine + almandin) et à glaucophane. Ces minéraux y sont

également des reliquats remaniés par la chlorite et la biotite ultérieure. Compte tenu de cette évolution, on peut se demander si les amphiboles et grenats des gneiss fins ne traduisent pas des paragenèses semblables remplacées, ou en voie de remplacement, par des minéraux classiques du faciès des Schistes verts dans une phase de réchauffement que l'on a invoquée déjà à plusieurs reprises.

Ces transformations depuis un stade de hautes pressions et "froid", vers un stade plus "chaud", et à pressions atténuées, ont été signalées à plusieurs reprises dans les métamorphites alpines avec des paragenèses comparables (P. BEARTH 1959, 1960 et 1962, A. MICHARD 1962, R. LEFEVRE et A. MICHARD 1965). Dans le cas qui nous occupe, l'évolution, tout à fait parallèle à celle qui a été définie pour les calcschistes, peut-être schématisée ainsi :

- stade initial de "phyllitisation" sous hautes pressions et basses températures, correspondant dans ces niveaux à composition convenable à un faciès de Schistes à glaucophane : naissance de phengite et d'amphibole sodique ;
- stade intermédiaire marqué par un réchauffement : cristallisation de grenats, de chloritoïde et remaniement du glaucophane en hornblende bleu vert ;
- stade, sinon ultime dans le contexte général, du moins le plus récent quant aux recrystallisations importantes, marqué par une accentuation du réchauffement et une atténuation concomitante des pressions : naissance de biotite et chlorite remaniant hornblende, grenat, phengite et chloritoïde, entraînant le développement des épidotes et de l'albite, ce qui permet d'aboutir à des paragenèses classiques du faciès des Schistes verts.

Parvenu à ce point de déduction, et compte tenu de la complexité des associations minérales où l'amphibole et le grenat pour résiduels qu'ils soient, sont encore largement représentés, nous voyons d'autres problèmes prendre naissance. Jusqu'alors, et connaissant les effets du métamorphisme d'âge alpin sur les roches mésozoïques, il n'y a aucune raison d'imaginer un métamorphisme antérieur. Les recrystallisations ultimes montrent toutefois une certaine tendance vers des transformations sous un apport calorifique croissant. Les conditions atteintes ainsi sont tout juste celles des sous-faciès à quartz - albite - épidote et biotite des séries de type Barrowian. Or nous nous apercevons maintenant que la biotite peut avoir une répartition plus large et que les grenats et amphiboles résistent bien. Si l'on considère enfin que les chlorites sont exceptionnelles, qu'elles ont souvent, lorsqu'elles existent, un caractère magnésien plutôt que ferromagnésien (voir l'étude des micas blancs des micaschistes argentés, p. 96), que les biotites des granophyres ne se chloritisent pas mais sont épigénisées par des micas blancs mêlés de néobiotites vertes ou acajou, ne pourrait-on pas se demander si l'augmentation finale de température n'a pas été plus forte qu'on ne l'imaginait tout d'abord ?

En admettant cette supposition, - sans quitter le cadre d'une série de type Barrowian puisque les minéraux de basse pression n'apparaissent pas et que le chloritoïde, voire le stilpnomélane peuvent subsister, - on devrait atteindre les sous-faciès les plus chauds du faciès des Schistes verts. Le sous-faciès B-1-3 de WINKLER, à quartz - albite - épidote et almandin (faciès amphibolite à albite et épidote de TURNER) ferait ainsi une timide apparition.

Cette hypothèse, qui tient compte des données apportées par l'étude des gneiss, permettrait ainsi de mieux comprendre que le microcline ait souvent la faculté de croître comme on l'a signalé dans les roches riches en K_2O (mésostase des porphyroïdes arkosiques, par exemple). Il ne serait alors pas utile d'invoquer une migmatitisation complexe d'âge récent et les théories des dômes calorifiques profonds des zones de Cuneo et du Mont-Cenis invoquées par E. BEDERKE (1963) y trouveraient un argument complémentaire.

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble de Dronero.

Au-dessous de l'ensemble détritique de Sampeyre, apparaissent des faciès qui, d'abord s'en distinguent peu, mais qui, progressivement, se chargent en feldspaths pour constituer une épaisse série volcano-détritique. Si l'on ampute l'ensemble de Dronero de ses niveaux inférieurs (gneiss fins) il subsiste une partie sédimentaire

très analogue aux horizons sus-jacents de Sampeyre. Il s'agit, ici comme là, de dépôts pélitiques, parfois microconglomératiques, alumineux, d'origine continentale subtropicale, mais où il est possible d'assurer que le matériel désagré, qui a donné naissance aux débris plus ou moins grossiers, était bien éruptif. Cette origine, qui se pressentait déjà dans l'ensemble de Sampeyre, est en effet attestée ici par la présence de sills, laccolites ou filons de roches éruptives à composition granitique et de caractère subvolcanique. La mise en place de ce matériel s'est accompagnée de vastes émissions de tufs et peut-être d'ignimbrites dont les débris se retrouvent parfois dans les niveaux purement sédimentaires. On peut voir dans ceux-ci, à la fois le produit du premier démantèlement des masses éruptives et celui de l'altération des cendres acides sous forme d'argiles montmorillonitiques.

Ce qu'il est permis de considérer comme la base de l'ensemble est également détritique, mais sous une forme plus nettement gréseuse, qui se charge parfois de matière organique, annonçant ainsi les faciès de l'ensemble sous-jacent de Pinerolo.

Comme ailleurs, dans le Massif Dora Maira, cette suite idéale des principaux constituants de l'ensemble de Dronero est confusément remanié par de fortes déformations s'accompagnant de recrystallisations. Il en résulte une structure en écailles, compliquée, qui sera détaillée plus loin, mais surtout une réorganisation fine du matériel initial. Celui-ci se dispose presque partout en une superposition de plis hectométriques, ou bien plus réduits, et observables sur l'échantillon. La formation de ces plis a également intéressé la couverture et le substratum normaux de l'ensemble. L'intense intrication des faciès qui en résulte est d'autant moins facilement interprétable qu'avec les plissements naît une schistosité qui très vite évolue, par suite de recrystallisations selon son plan, en une foliation régionale. C'est ce plan de feuilletage, suivant lequel sont aplaties les micas, qui est le plus évident dans toutes les roches de l'ensemble et qui simule une superposition tranquille et presque monoclinale de "bancs" normalement assemblés. En fait, c'est l'analyse de détail qui montre que dans les gneiss de Luserna par exemple (où les phénomènes sont les plus évidents) ce feuilletage, utilisé pour le clivage des "lastre", est en fait le plan axial des innombrables plis couchés qui multiplient l'épaisseur vraie de l'ensemble de Dronero par un facteur difficile à déterminer.

Au cours de ces puissantes déformations, et peut-être aussi un peu avant et un peu après, des recrystallisations sont intervenues. L'analyse des paragenèses minérales rencontrées suggère qu'elles ne sont pas sensiblement différentes de celles que l'on trouve dans les ensembles sus-jacents. Aucun élément ne permet d'envisager un polymétamorphisme et les indices relevés sont justiciables des seules transformations d'âge alpin. Celles-ci sont cependant complexes et, comme ailleurs, sont polyphasées. Il s'agit d'une suite d'événements montrant que les roches de l'ensemble ont successivement été soumises à de hautes pressions et basses températures, puis à des températures de plus en plus élevées, à mesure que les pressions décroissaient. Chaque stade a laissé ses minéraux indices : d'abord stilpnomélane, glaucophane (?), phengite, puis chloritoïde, hornblende bleue, grenat allant de pair avec une destruction des premiers minéraux formés, destruction s'accroissant enfin avec la formation de biotite, chlorite, épidote, albite voire microcline.

En se référant seulement à ces quelques minéraux repères, il est facile de constater que le métamorphisme de l'ensemble de Dronero se cantonne dans le faciès des Schistes verts et s'assortit d'une tendance progressive au réchauffement, avec apparitions de paragenèses caractéristiques des sous-faciès les plus chauds. Il demeure que les roches examinées appartiennent typiquement à une série de faciès de type Barrowian, ce qui nous paraît banal après l'étude des autres ensembles. Mais il est une évolution que l'étude de l'ensemble de Dronero met particulièrement en évidence, c'est la tendance au réchauffement. Cet apport calorifique a pu être mis en relation avec l'existence peu décelable de "domaines de cristallisation métamorphique plutonique" mais qui a été cependant récemment invoquée par E. BEDERKE (1963), en ce qui concerne notre région.

V - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE GRAPHITIQUE DE PINEROLO.

A - Les différents faciès

Par leur constante imprégnation de matière charbonneuse devenue graphitique sous l'effet du métamorphisme et des déformations, les roches de cet ensemble s'individualisent facilement. Par ailleurs, il s'agit presque toujours de gneiss fins à intercalations micaschisteuses, qui sont très banaux. Heureusement de nombreuses passées conglomératiques aux galets très étirés viennent rompre cette monotonie et confèrent une originalité certaine aux faciès gneissiques qui les contiennent. Leur situation au-dessus de l'ensemble des gneiss glanduleux n'est pas toujours aussi facile à mettre en évidence que leur place sous l'ensemble de Dronero que l'on vient d'étudier.

1) Description et rapports des principaux faciès constituant l'ensemble.

a) Les gneiss fins.

Il est malaisé de distinguer le gneiss fin habituel de celui que nous avons étudié dans l'ensemble de Dronero. Nous retrouvons ici une des convergences de faciès dont il y a maints exemples dans le Massif Dora Maira, et ailleurs dans les Alpes occidentales, entre roches dont les faciès originaux sont probablement semblables (grès et psammites) mais les âges très différents. Quand on saura que dans l'ensemble des gneiss glanduleux de tels faciès aux structures et compositions très voisines existent aussi, on comprendra qu'il est souvent difficile d'affecter de façon certaine un gneiss fin de telle ou telle région à un ensemble déterminé. Ici, cependant l'imprégnation en pigment charbonneux et l'association avec des niveaux conglomératiques étirés sont de bons guides.

Les gneiss fins de l'ensemble graphitique ont presque constamment l'apparence gréseuse que confirment leurs relations habituelles avec des horizons plus grossièrement détritiques. Ils se débitent généralement en dalles régulières qui portent de beaux gaufres, soulignant la constante linéation est-ouest que nous étudierons ultérieurement. Sur une cassure fraîche perpendiculaire à la linéation, la foliation se voit souvent mal, les minéraux clairs (quartz et feldspaths) paraissent constituer une bonne moitié des composants de la roche. Ce sont des grains arrondis, de taille millimétrique, qui ressortent bien sur la trame phylliteuse sombre (biotite surtout) dont la teinte est d'autant plus foncée que la roche est plus chargée en matière organique.

De place en place, la composition peut devenir plus phylliteuse et les micas et chloritoïdes tendent à former de petits amas et nodules centimétriques qui, s'ils deviennent abondants, permettent un passage continu aux faciès micaschisteux. Ailleurs, ce sont les éléments blancs qui peuvent prédominer. La proportion de quartz peut atteindre une quantité telle que la roche devient un quartzite phylliteux, rarement de teinte claire cependant, car le graphite y est toujours présent. De même, l'albite peut aussi devenir surabondante. En petits ocelles composites, ou en cristaux automorphes, elle est généralement très blanche, mais peut parfois devenir noir foncé, en raison de la masse des inclusions contenues où les paillettes charbonneuses sont les plus fréquentes. Comme pour les faciès de l'ensemble de Dronero, on peut atteindre le faciès ovaritique que V. NOVARESE considérait comme une règle dans ces roches.

Il est rare dans les gneiss fins de trouver de grosses concentrations ou lits graphiteux qui se rencontrent surtout dans les faciès plus phylliteux. Cependant, le graphite peut y former des amas et lentilles, où il est pratiquement pur. En règle générale, il s'agit alors de masses injectées de force, lors des déformations, dans les cassures ou le feuilletage des gneiss. On l'affirme en raison des nombreuses surfaces polies et striées qu'offrent le graphite dans les tels gisements. Il est fréquent que ce phénomène produise des concentrations importantes et c'est alors que le

graphite est exploitable, comme en témoignent les quelques mines qui subsistent encore (amont de San Germano Chisone en particulier).

b) Les micaschistes.

Ils sont au moins aussi fréquents que les gneiss fins où ils s'intercalent sans règle décelable, avec toutes les transitions possibles. La roche paraît avoir perdu, à l'affleurement, une bonne part de ses éléments blancs (quartz et albite). Elle se montre constituée par un tissu flexueux de feuillets phylliteux, isolant quelques nodules plus quartzeux assez rares, ou plus communément des amandes micacées à chloritoïde, qui sont des microplis intra-foliaux refermés sur eux-mêmes, comme on en rencontre partout dans n'importe lequel des faciès micaschisteux du massif. La matière organique est toujours abondante dans ces roches, qu'elle imprègne de façon homogène, et si intense que les sols en sont totalement noircis, "telle la teinte funèbre des vignes de Dubbione (Chisone)" (R. BLANCHARD 1952).

Ces roches, extrêmement fissiles, affleurent souvent très mal et il est difficile d'y repérer des variations notables. Cependant, en quelques points (Nord de San Michele, collines de Bricherasio), on a pu constater que les niveaux micaschisteux perdent leurs aspects de roches cristallophylliennes. La roche, toujours très noire, apparaît comme un schiste à peine touché par le métamorphisme et, quoique très feuilletée, elle ne montre pas à l'examen macroscopique de délits micacés. Mais ce ne sont que variations locales très limitées, car, tout à côté, les faciès habituels gneissiques fins, à l'aspect psammitique ou micaschisteux, riches en phyllites se retrouvent très vite.

En définitive, les faciès micaschisteux de l'ensemble graphitique ne sont apparemment que des intercalations sporadiques, plus pétiliques, dans un contexte essentiellement gréseux. Ils ont cependant leur importance car leur compétence donne à tout l'ensemble une plasticité en grand, accrue encore par les produits graphiteux qu'ils contiennent et qui ont un rôle lubrifiant. Ce fait se remarque bien chaque fois qu'un affleurement suffisamment frais, en haute montagne, par exemple, montre les multiples replis qui affectent les micaschistes, surtout s'ils sont encadrés par des faciès plus grossiers et plus rigides : gneiss fins de l'ensemble graphitique, mais aussi gneiss granitoïdes ou ocellés, de l'ensemble des gneiss glanduleux, où les faciès graphitiques apparaissent en synclinaux pincés. Ces froissements généralisés, plus ou moins évidents à cause des altérations superficielles ou selon les coupes examinées (voir analyse structurale : un abrupt orienté Nord-Sud, montrera toujours des chiffonnages importants, alors qu'une coupe perpendiculaire, orientée Est-Ouest, ne permettra de distinguer que des ondulations à grand rayon de courbure), s'accompagnant toujours d'une importante migration de matière. A l'affleurement, elle est facile à déceler, grâce au graphite. Comme dans les gneiss, il pourra s'accumuler en sortes de petits filonnets dans tous les plans de cassures qui accompagnent les déformations, mais, plus démonstratifs encore, sont les microplis. Dans la charnière de ces derniers, la matière charbonneuse arrive à constituer des loupes centimétriques où elle est pratiquement pure. Aussi, le micaschiste plissoté prend-il l'aspect d'une roche tachetée, constellée de lentilles grisâtres qui "bavent" sur le matériel avoisinant.

c) Les conglomérats.

Ces faciès sont certainement les plus caractéristiques de l'ensemble. Ils apparaissent en lentilles, ou en bancs plus continus, au sein des gneiss dont ils soulignent l'ancienne stratification et ainsi mettent en évidence la foliation oblique sur celle-ci (têtes des replis : voir analyse structurale, p. 206).

Le thalweg de la Germanasca, entre le village de Chiotti et le confluent avec le Chisone, en montre de beaux exemples. Sur une pâte sombre, à biotite et produits graphiteux ne différant pas des gneiss fins banaux, apparaissent de petits cailloux blancs dont l'aspect change du tout au tout, selon la section de roche examinée. Sur une face, l'échantillon apparaîtra sous un faciès rubané, alternativement blanc et noirâtre ; sur une section perpendiculaire, l'aspect conglomératique devient évident. Les galets sont en effet étirés à l'extrême, souvent à plus de dix fois leur diamètre. Ils sont, pour la plupart quartzeux mais peuvent occasionnellement être gneis-

siques ou granitiques. Il existe aussi des galets mous, aplatis ou effilochés, noyés dans le ciment qui, au grain près, a la même composition, et se moulent sur les cailloux quartzitiques plus durs.

Par leur énorme étirement, tous ces galets confèrent aux conglomérats de l'ensemble graphitique une texture linéaire parfaite. Nous verrons plus loin que l'alignement correspond à l'axe de charnière des nombreux plis qui s'accumulent dans ces roches. Sur les faces perpendiculaires aux linéations, un granoclassement des cailloutis et graviers roulés ne peut guère échapper à l'observation. La trame fine à faciès de gneiss fin apparaît généralement, surtout lorsqu'elle est accompagnée de fins niveaux micaschisteux, ce qui arrive, comme le terme le plus fin d'une séquence. Avec le classement granulométrique des galets, une stratification entrecroisée

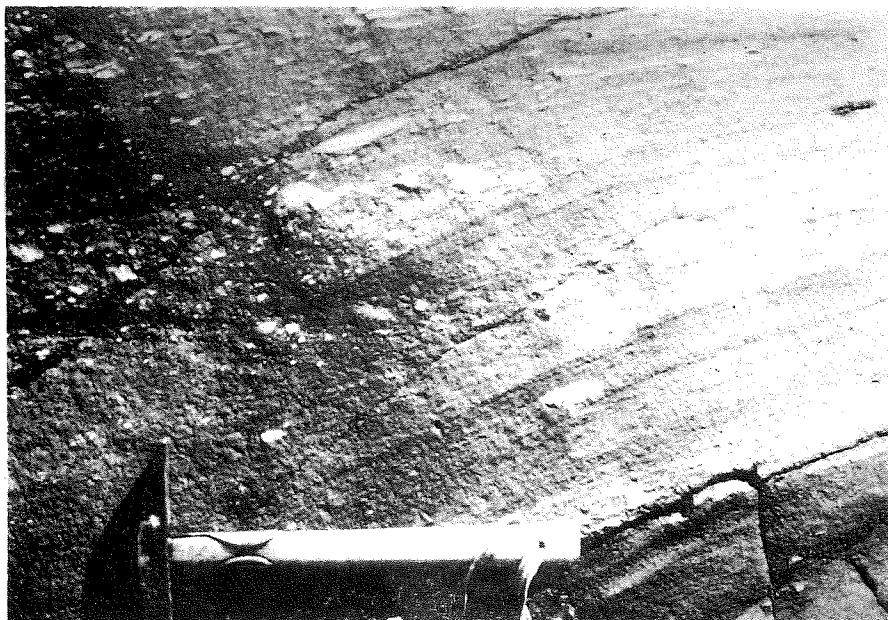


Fig. 26 - Stratification entrecroisée et granoclassement dans les gneiss fins conglomératiques de la Germanasca. (aval de Chiotti).

fait souvent son apparition. Elle n'est pas très régulière, mais ces deux éléments sédimentologiques, conservés malgré les étirements et les recristallisations métamorphiques, permettent souvent de donner une polarité aux couches observées. On s'aperçoit alors très bien qu'il y a des alternances irrégulières de bancs, en situation normale ou renversée, et que les lits à galets ne correspondent pas forcément au clivage facile de la roche. Cela confirmerait l'existence de replis couchés superposés dans ces horizons, même là où les mauvais affleurements ne rendent pas toujours possible leur observation directe.

Cette disposition compliquée des anciennes strates, recoupées le plus souvent par le meilleur feuilletage de la roche selon sa foliation, et la certitude que l'on a d'être en présence d'un épandage détritique grossier intraformationnel (il existe des galets mous, aplatis, ou aux contours sinueux, composés du matériel graphitique environnant et surtout de ses parties schisteuses) rendent impossible toute poursuite d'un banc déterminé pour en faire un repère. En réalité, malgré cette complexité et la disposition des niveaux conglomératiques plus fréquents en lentilles qu'en bancs continus, on a pu constater que la plupart des zones de gneiss fins comportant des galets s'organisent grossièrement sur une transversale au Massif Dora Maira. Cet alignement fruste n'apparaît que grâce à une cartographie à échelle convenable (le 1/100 000ème par exemple) et correspond à la transversale passant par Pinerolo. Peut-être liée à la situation originelle des dépôts détritiques dans le gisement de l'ensemble graphitique, cette disposition souligne plutôt la direction sensiblement Est-Ouest (de N 120° E à N 60° E) des plis

d'accumulation dans toute la région de Pinerolo - Bas Chisone. C'est d'ailleurs là surtout, il faut le souligner, que se cantonnent les affleurements de conglomérats. Dans les autres lambeaux de l'ensemble graphitique, les conglomérats peuvent certes exister, mais ils sont plus rares et si leurs caractères (composition de la pâte et des galets, étirements etc..) les rendent absolument comparables à ceux de la région type, ils n'y prennent jamais une importance notable.

Au total, si les divers composants de l'ensemble graphitique de Pinerolo tirent une évidente originalité de leur composition souvent détritique et de leur imprégnation en graphite, les aspects structuraux de leurs affleurements montrent dès l'abord des dispositions tout à fait comparables à celles que laissent déceler les roches de l'ensemble Dronero sus-jacent.

2) Gisement de l'ensemble graphitique.

Cette dernière constatation, qui sera développée dans l'étude structurale ultérieure, est naturelle. On a vu en effet qu'il n'existait guère de solution de continuité, sauf cas de déchirures tectoniques, entre l'ensemble de Dronero et celui de Pinerolo. Seules, les compositions respectives de ces ensembles et aussi les étirements exceptionnels qu'offrent les roches de l'ensemble inférieur (celui de Pinerolo) permettent de placer une coupure, à vrai dire souvent subjective (cas décrits sur les flancs droits du Val Germanasca, au Truc Lausa par exemple, voir p. 77).

Avec les ensembles que l'on peut qualifier de superstructures (ensemble de Sampeyre et plus encore ensemble des calcschistes), les faciès graphitiques n'entrent en contact que par failles ou chevauchements. Il n'en est pas de même avec l'ensemble des gneiss glanduleux dans lequel l'ensemble graphitique est souvent inséré en longs linéaments pincés (montagnes de la rive gauche du Chisone). Remarquons immédiatement sur la carte que ceux-ci dessinent une fois encore des structures transversales à l'allongement du massif. Ils participent en effet à la structure en plis couchés superposés que l'on rencontre partout.

Plusieurs arguments permettent d'affirmer que l'ensemble graphitique a un rôle synclinal au sein des gneiss. Bon nombre d'observations microstructurales (voir analyse structurale) vont dans ce sens, mais rappelons aussi que la discordance des faciès de Dronero sur l'ensemble des gneiss glanduleux, qui se poursuit continûment vers sa base par les roches graphitiques, concourt à nous convaincre de la jeunesse relative des faciès à graphite par rapport aux gneiss. La saute de faciès pétrographique, - et (ou) métamorphique, - que l'étude de ces derniers impose à l'esprit infléchit nos conclusions dans le même sens.

Aussi, la simple disposition suggérée par la carte des linéaments graphitiques des montagnes entre Sangone et Chisone, permet déjà d'entrevoir (connaissant en outre quelques dispositions de niveaux granoclassés : position normale des conglomérats de la base granophyres de Coazze - voir étude de l'ensemble de Dronero - et la régulière direction est-ouest des axes de plis plongeant vers l'Ouest) qu'il existe une seule possibilité. Il s'agit de vastes structures couchées vers le Sud, à coeurs "anticlinaux" de gneiss glanduleux, qui dans les pentes sud du Cugno Alpet peuvent venir chevaucher largement les faciès graphitiques.

La coupe synthétique de la figure 27, qui débute au Nord avec les porphyroïdes granophyriques de Coazze - 1 - et son soubassement granoclassé - 2 - indiquant une situation normale des horizons, se poursuit par le premier linéament, du Sangone, de micaschistes et gneiss à graphite. On peut imaginer facilement la continuité de ceux-ci vers le Sud sous Cugno Alpet et le Mont Cucetto et jusque dans la vallée du Chisone, puisque sur la carte ces diverses bandes se relient vers l'Ouest (Col la Roussa, Vallon della Balma, Chisone). Quant aux gneiss œillés - 4 - dont on a indiqué la forme en masses "anticlinales" chevauchantes, ils se compliquent vers le Sud par l'apparition des gneiss dioritiques - 5 - dont la continuité cartographique paraît évidente malgré l'interposition du dernier lambeau de l'ensemble graphitique. Cette situation apporte d'ailleurs un argument pour intégrer les gneiss dioritiques à l'ensemble des gneiss glanduleux.

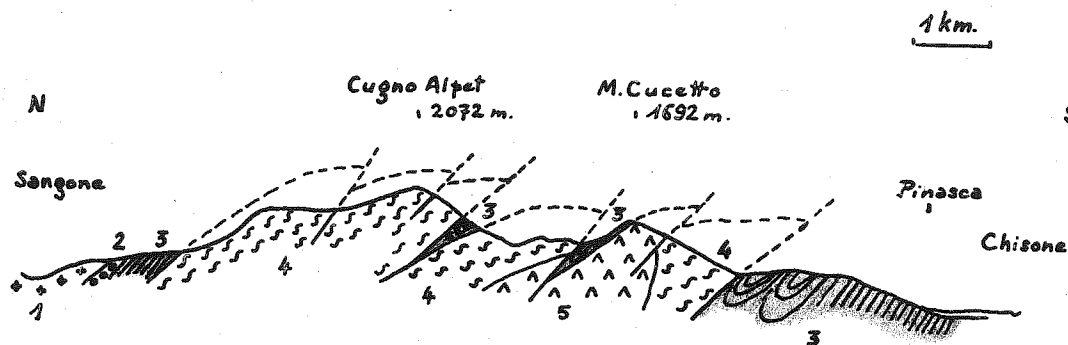


Fig. 27 - Coupe du Cugno-Alpet. Relations entre les ensembles graphitiques et des gneiss glanduleux.

Les chiffres correspondant aux différents faciès sont explicités dans le texte.

Une coupe ainsi schématisée est la seule compatible avec les éléments en notre possession et diffère sensiblement des structures dessinées récemment par E. ZANETTIN (1964). Cet auteur admet aussi l'antériorité des gneiss, mais posant en axiome l'existence des grandes nappes déferlant en direction de l'Ouest, que nous discuterons plus loin, il est amené à figurer l'ensemble graphitique sous une forme anticlinale. Non seulement cette interprétation est en désaccord avec les démonstrations qu'apporte lui-même cet auteur dans son article, mais elle ne tient pas compte du fait déterminant que sont les structures transversales, de règle dans tout le massif, comme nous le verrons.

Quoi qu'il en soit, il faut considérer les gneiss et micaschistes graphitiques comme superposés aux gneiss glanduleux. A part la saute lithologique et métamorphique évidente, rien ne vient signaler une discordance à laquelle on s'attendrait, après ce qui a été dit plus haut. Au contact des gneiss, les micaschistes sont le plus souvent très froissés en multiples plis intrafoliaux et la foliation qui y naît se poursuit sans défaillance dans les gneiss. Les rapports entre roches de nature différente sont nets et comme tranchés au couteau. Il n'existe guère, sinon jamais, de conglomérats directement contre les gneiss, parfois ceux-ci peuvent émettre des sortes d'échardes dans les micaschistes graphitiques... En bref, il semble y avoir une accordance parfaite entre les structures des deux formations bien que l'aspect montré par des micaschistes indique un bourrage et une homogénéisation forcée. Par contre, aucune trace ne peut être interprétée comme la marque d'une discordance d'un matériel détritique sur un vieux socle induré.

Même lorsque le contact entre ensembles se produit dans des zones plus calmes que dans ces pincées du Cugno Alpet (fermeture occidentale de "l'anticlinal" de gneiss ocellés, près de Roreto Chisone, au Sud de Villaretto ; "dômes" de gneiss dioritiques des environs de San Germano Chisone), des rapports de couverture à socle n'ont jamais pu être mis en évidence de façon nette. Dans quelques-unes de ces zones, une variation lithologique subtile vers des faciès plus quartzitiques et moins graphiteux au contact des gneiss pourrait pourtant en être un indice. Malheureusement les recrystallisations métamorphiques ne permettent pas d'observations

déterminantes : s'il y a un hiatus sédimentaire entre ensemble des gneiss glanduleux et ensemble de Pinerolo, il a été masqué par les évolutions ultérieures des structures et des faciès.

C'est ainsi que l'on est conduit à définir la position des niveaux graphitiques sur les gneiss comme celle d'une pellicule plastique coincée dans les fissures d'un matériau rigide. Des observations structurales (voir plus loin) indiquent en effet que l'ensemble des gneiss glanduleux se décomposent en des sortes de coins. C'est entre ceux-ci que viennent se pincer les "synclinaux" de l'ensemble graphitique. On aboutit ainsi à un schéma très analogue à celui des structures des massifs cristallins dauphinois où, entre des coins, ou "claveaux" (C. BORDET 1958), granito-gneissiques, sont écrasés de minces lambeaux liasiques, sans qu'il y ait toujours interposition entre le cristallin antéhouiller et les schistes mésozoïques de niveaux intermédiaires détritiques qui, pourtant, existent ailleurs.

C'est cette structure que veut suggérer la coupe ci-dessus. Elle est parfaitement compatible avec la jeunesse relative des micaschistes à graphite par rapport aux gneiss et en constitue même une illustration. On notera que malgré la genèse particulière invoquée pour de telles pincées, les transformations cristallines syn-cinématiques et, en particulier, l'évolution de la foliation dans les deux ensembles sont tout à fait analogues à celles que l'on a vues dans les plis intrafoliaux (voir coupes de Montoso, ensemble de Dronero, p. 82.)

B - Pétrographie.

1) Les gneiss fins et les conglomérats.

Il est difficile de dissocier ces deux faciès, l'un constituant le ciment de l'autre dans la grande généralité des cas. Ainsi dès l'abord, on doit penser qu'on a là une série détritique plus ou moins grossière, et le pigment charbonneux, partout présent, confirme cette hypothèse.

Le ciment, sous son aspect de gneiss fin, a la composition suivante :

- quartz
- albite (An 0-5)
- phengite
- muscovite ancienne tordue et à clivages exagérés.
- biotite brune, fraîche.
- biotite ancienne tordue et morcelée, à exsudats ferrugineux.
- chloritoïde verdâtre (et non bleu comme celui de l'ensemble de Dronero).
- grenats.
- épidote et zoïsite - apatite - sphène - tourmaline bleutée - pigment charbonneux saupoudrant tous les constituants.

Lorsqu'il y a des galets, ils sont environnés par cette pâte qui les contourne à la manière des micas dans une structure en cloison. Ces cailloux, toujours bien arrondis sur les sections étudiées, effectuées perpendiculairement à l'étirement, sont surtout quartzitiques. Le quartz y est en grandes plages granoblastiques, à extinction onduleuse. Il peut parfois, être imprégné par les albites fines, extrêmement poecilites et d'aspect spongieux, mêlées de fine séricite et de zoïsite, plus rarement de biotite. Les albites représentent peut-être les restes de vieux feldspaths totalement démantelés ; quant aux autres minéraux, s'il est souvent évident qu'ils participent avec l'albite de l'ancien cristal remplacé, ils peuvent aussi constituer de petits lits très discontinus. Au total, les galets peuvent parfois provenir d'anciens gneiss quartzitiques, mais leur état de recrystallisation ne permet pas de grandes précisions et interdit toute comparaison sûre avec d'éventuelles roches mères.

De ce fait, l'étude du ciment à faciès de gneiss fin nous renseigne bien davantage, sinon sur l'origine de ces roches détritiques, du moins sur leur comportement dans les phénomènes de métamorphisme.

Le tissu de quartz granoblastique est généralement bienrecrystallisé et n'offre aucune particularité. Il est rare d'y retrouver des formes qui indiqueraient son origine détritique.

L'albite, très rarement maclée selon la loi de Carlsbad, se superpose toujours aux autres minéraux qu'elle inclut. Il est même fréquent de voir ces inclusions lui donner un aspect spongieux, en raison de leur abondance. Parfois les minéraux inclus sont disposés en files plissotées qui prolongent dans l'albite les replis intrafoliaux que dessinent les lits phylliteux. Les contours des cristaux albitiques sont presque toujours arrondis, au moins dans le cas de lames taillées perpendiculairement à la linéation (ou à l'étirement des galets, ce qui revient au même). Sur des sections orientées différemment, le feldspath sodique qui se moule sur le quartz et les phyllites, peut avoir des formes amiboïdes, plus ou moins allongées ; dans ce cas les files d'inclusions ne dessinent pas de replis et sont seulement ondulées. La cristallisation d'albite paraît avoir scellé les microplis intrafoliaux à un stade de leur évolution, mais en se disposant en fuseaux parallèles aux axes.

La phengite est presque toujours uniaxe et à léger pléochroïsme verdâtre. Rarement tordue, elle se dispose en lits articulés, mais peut cependant dessiner de petits nodules-plis intrafoliaux. Dans ses feuilletés anastomosés s'insinuent souvent des paillettes de biotite brune, très fraîche et pléochroïque, parfois associée feuillet à feuillet avec le mica blanc. Dans quelques cas, des lames de phengite comportent comme une mince chape de fins

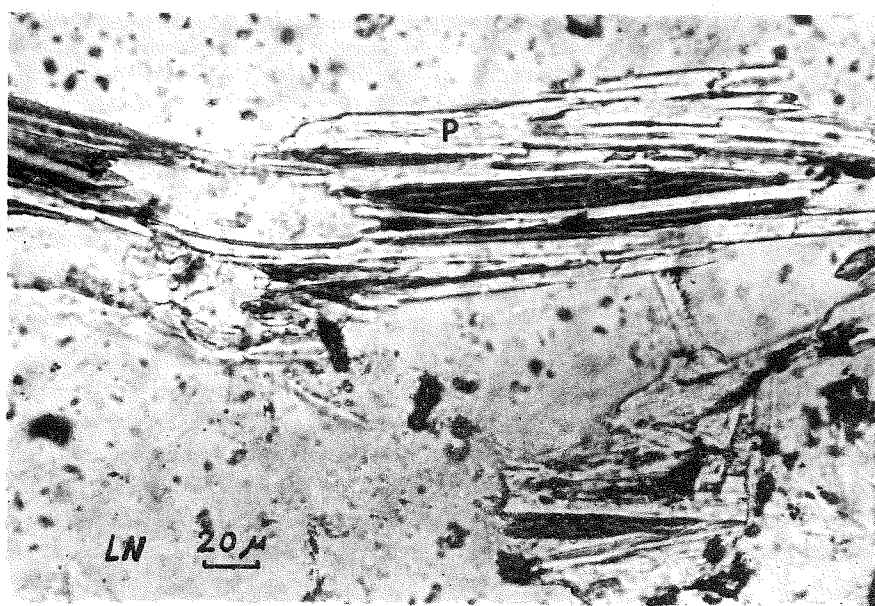


Fig. 28 - Micrographie des gneiss fins graphitiques- Interpénétrations feuillet à feuillet de la phengite (P) et de la néobiotite (B).

micas cryptocristallins disposés sans ordre. C'est souvent là que se développent de préférence les paillettes de néobiotite brune.

Une muscovite ancienne est localement reconnaissable : ses cristaux sont plus grands, très tordus, et les clivages entrouverts se chargent de fines inclusions. De tels micas blancs sont généralement enveloppés par les feuilletés de phengite qui paraissent se développer à ses dépens.

On a déjà noté que la biotite brune, très pléochroïque, fraîche et sûrement néoformée, s'associe à la phengite. En bien des cas cette biotite peut devenir au moins aussi abondante que la phengite. La taille de ses lames peut alors s'accroître jusqu'à envahir les autres minéraux, d'où son aspect amiboïde d'autant plus remarquable que les cristaux ont tendance à ne plus suivre l'ordonnance de la foliation soulignée par la phengite.

Une autre biotite brune se rencontre de place en place. Il s'agit d'un débris ancien, flotté comme la muscovite ancienne décrite plus haut, dans les produits détritiques évidents de l'ensemble. Elle est en faible quantité, mais se répartit assez régulièrement. Elle se différencie nettement de la précédente car elle est tordue et disséquée en petits tronçons unis par des exsudats ferrugineux. Il est très exceptionnel de la voir s'associer à des chlorites.

Le chloritoïde, lui, est très abondant. Ses cristaux sont généralement plus gros que ceux des autres constituants mais étirés, tordus et morcelés en des traînées dessinant les microplis intrafoliaux où ils s'associent à de la pennine, ou plus rarement de la biotite, provenant de son démantèlement. Les teintes vert pâle à jaunâtres de ce chloritoïde l'opposent au chloritoïde bleuté de l'ensemble de Dronero et peuvent le faire confondre avec les chlorites, dont il s'entoure occasionnellement. Cependant, son faible angle d'extinction et ses constantes macles lamellaires permettent de le distinguer assez facilement. Il s'agit sans doute d'une sismondine (chloritoïde Mg), au contraire des chloritoïdes bleus des gneiss de Dronero dont les caractéristiques correspondent mieux à celles du chloritoïde vrai.

Les grenats existent toujours dans les gneiss fins graphitiques. Ils sont le plus souvent très petits, mais ont parfois un diamètre qui atteint le millimètre. Plus ils sont gros, plus ils sont corrodés, surtout par le quartz, mais aussi par des feutrages de biotite qui tendent à les remplacer, de sorte qu'ils ne subsistent souvent que sous forme d'un squelette aux profondes indentations, encore exagérées par les fissures poursuivant dans le minéral la direction des lits micacés microplissés.

Quant aux minéraux accessoires, on peut penser parfois qu'ils sont roulés et détritiques. C'est le cas des épidotes et de l'apatite presque toujours en grains arrondis. Mais on ne peut nier qu'il existe aussi des recrystallisations dues aux remaniements de minéraux anciens : sphène et zoïsite, en particulier, se présentent sous des aspects permettant cette conclusion. Cependant, en règle générale, ces minéraux accessoires sont assez peu abondants dans ces niveaux de l'ensemble graphitique.

Les gneiss fins, ciment de nombreux galets, surtout quartzitiques, apparaissent ainsi comme des horizons détritiques grés-argileux, où quelques minéraux anciens ont pu être conservés. Les recrystallisations qu'ils montrent ne permettent pas de les distinguer, à cet égard, des faciès analogues de l'ensemble de Dronero, dont les paragenèses indiquent une évolution tout à fait identique. Soulignons toutefois leur composition apparente plus régulièrement riche en Fe, Mg et Al et plus pauvre en Ca. Retenons enfin la présence maintenant généralisée de la biotite, du chloritoïde et, à moindre degré, du grenat (sans doute de type Fe - Al à en juger par ses transformations biotitiques), à côté d'associations à phengite, albite et quartz banales, seules prédominantes jusqu'ici.

2) Les micaschistes.

C'est dans ce matériel que se développent le plus couramment les nodules surmicacés auxquels participent la phengite, le chloritoïde et la biotite brune de néoformation (P. VIALON 1963a ; J. GROLIER et P. VIALON 1964b). Il ressort toujours de leur analyse fine qu'il s'agit de microplis intrafoliaux, aux charnières gonflées, aplatis sur eux-mêmes et boudinés. Comme dans les gneiss fins, les albites récentes scellent la plupart du temps ces déformations syncrystallines. Ceci est d'autant plus visible dans ces roches que les albites sont moins fréquentes et qu'elles se présentent toujours en gros phénoblastes poecilolithiques. La matière carbonneuse se concentre généralement dans ces zones et souligne encore mieux, lorsqu'elle est incluse dans les feldspaths, la structure plissotée de ces roches.

Au demeurant, la composition des micaschistes est pratiquement celle des gneiss fins. La différence réside dans la proportion relative de minéraux blancs, quartz et albite, et de minéraux ferromagnésiens. Ceux-ci prennent le pas sur ceux-là qui sont toujours dispersés, ou parfois agglomérés en lentilles essentiellement quartzitiques, dont on peut se demander s'il ne s'agit pas de microgalets.

Lorsque le quartz est dispersé dans la trame feuilletée, il a souvent un aspect de constituant de grès : morceaux anguleux ou arrondis, rarement agencés en une structure granoblastique.

Les minéraux ferro-magnésiens sont du même type que dans les gneiss. La phengite est prépondérante. En lits articulés, plissotés, elle se mêle aux très nombreuses tablettes de chloritoïde verdâtre, tordues et disséquées de la manière habituelle.

La biotite peut localement être absente, ou moins fréquente, dans certaines régions (environs de Bricherasio ; bande de roches graphitiques du bas Pô). Son habitus est celui que l'on connaît : en fines paillettes associées à la phengite ou remplaçant le chloritoïde. Il lui arrive aussi de devenir envahissante : un fin feutrage, sans orientation privilégiée, s'insinue dans tous les feuilletages sans égard pour la direction de ces plans antérieurs. Ailleurs, elle peut se surimposer en tablettes automorphes aux files de feuillets phengitiques à chloritoïde. Elle est toujours brune et fortement pléochroïque.

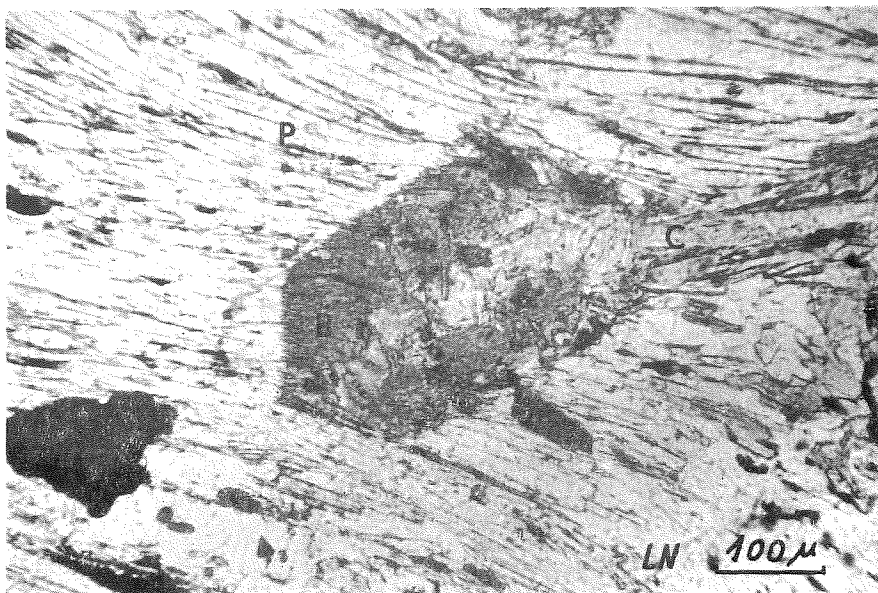


Fig. 29 - Néobiotite automorphe (B) se surimposant aux phengites (P) chloritoïde (C) dans les micaschistes graphitiques.

Les grenats sont toujours bien représentés et s'associent parfois au chloritoïde. Comme ce dernier, et suivant un processus observé maintes fois ailleurs, ils tendent à être remplacé par la biotite, le long des cassures ou en une auréole discontinue.

On est étonné de trouver si peu de minéraux accessoires (épidote, apatite, sphène) dans ces faciès et lorsqu'on les y rencontre, leurs formes arrondies suggèrent une origine détritique.

Au total, les micaschistes graphitiques, sauf par leur proportion élevée en pigment charbonneux, envahissant et tachant tous les constituants, apparaissent comme le résultat de la recristallisation d'un matériel plus finement pélitique et plus argileux, mais somme toute, comparable à celui qui a donné les gneiss fins. Il s'agit donc de deux faciès peu différents, participant d'une même séquence détritique, grésopélitique, localement conglomératique. Il est cependant possible d'envisager que les forts déplacements internes subis par ces roches et que démontrent bien les énormes étirements des galets, ont opéré une ségrégation du matériel le plus plastique. Aussi, comme le graphite, les minéraux issus d'argiles pouvaient se concentrer en multiples replis, nodules, "lits" de plus grande extension, séparant les niveaux plus "compétent".

En ce qui concerne les recristallisations, il est en tout cas impossible de séparer l'évolution des faciès micaschisteux de celle des faciès plus grossiers.

3) Les faciès accessoires - Le graphite.

Quelques rares faciès offrent dans la masse détritique homogène quelques variations exceptionnelles. Ils sont toujours de peu d'étendue et se noient très progressivement dans les gneiss fins et micaschistes courants. Il peut s'agir, soit de niveaux curieusement préservés de recristallisation, soit d'horizons à composition originelle particulière, à mettre, peut-être, en relation avec leur situation stratigraphique au sein de l'ensemble graphique. Enfin, les concentrations occasionnelles de matière charbonneuse forment quelques rares fois des roches presque exclusivement composées de graphite et ce sont celles-là que l'on a pu exploiter.

a) Les roches exceptionnelles.

Au Col Muretto, sous Cugno Alpet, existe dans la pincée de gneiss fins classiques, un niveau d'épaisseur métrique, surmicacé, non charbonneux, que l'on suit sur une centaine de mètres.

L'étude microscopique révèle qu'il s'agit d'une roche où la biotite brune de néoformation, en grandes lamelles amiboïdes très fraîches et très pléochroïques, devient envahissante. Ce cas est assez banal, mais la particularité remarquable de ce faciès réside dans le fait que le mica se forme à partir de grosses baguettes d'une hornblende bleu vert, dont il ne subsiste que de très nombreux fantômes corrodés, souvent en inclusions dans le mica. Cette transformation s'accompagne d'une émission de multiples et fins granules de sphène et d'épidote qui parsèment tous les constituants. La zoïsite est également présente en très nombreuses grosses baguettes s'intercalant entre les micas dont la disposition ne respecte en rien la foliation principale de la roche. Comme cette biotite n'est pas tordue, tout semble se passer comme si les minéraux amphiboliques régulièrement nématoblastiques étaient envahis par la cristallisation du mica, postérieurement aux épisodes de tension qui les avaient orientés. Le quartz, d'ailleurs rare, et l'albite, en phénoblastes poecilites et non maclés, qui bouchent les méats entre les éléments ferromagnésiens, n'apportent rien de nouveau dans cette situation. Les rares granules d'oxydes de fer présents sont en petits amas irréguliers.

On rejoint ainsi certaines paragenèses examinées dans l'ensemble de Dronero (voir p.112), où, toutefois, les gneiss fins à amphiboles corrodées conservaient la foliation régionale habituelle car jamais la biotite n'y prenait une telle ampleur de développement.

Quoi qu'il en soit, il faut penser que le faciès surmicacé du Col Muretto correspond à un niveau bien particulier dans les gneiss fins graphitiques. Il était certainement basique et l'on peut se demander s'il ne s'agissait pas d'un corps filonien ou d'une sorte de coulée au sein des masses détritiques. La roche basique aurait alors recristallisé sous un faciès prasinitique particulier.

Peut-être est-il possible de rapprocher cette roche, très transformée, de celle qui constitue un filonnet (0,5 à 1 m de puissance) traversant les gneiss graphitiques au Nord de Porte (bas Chisone). Le faciès extrêmement noir et fin, à fines aiguilles désorientées, se confondrait facilement à l'affleurement avec une roche de

type basaltique. En lame mince, la profusion de granules d'oxydes de fer et autres produits opaques (matière charbonneuse), qui oblitère tout, ne permet pas d'observations détaillées. Elle laisse cependant voir de longues aiguilles de trémolite (?) parfois enchevêtrées, quelques paillettes sériciteuses et des fantômes flous de plaquettes de plagioclases, où l'on devine des macles, avec de fins cristaux de quartz morcelant le tout. Il est bien difficile de se faire une opinion sur de si minces éléments. Il est tout au moins vraisemblable de voir là un filon lamprophyrique. Pourquoi a-t-il été préservé de toute recristallisation ? Le manque d'éléments précis qu'entraînent la rareté et la mauvaise qualité des affleurements de la région du bas Chisone, très boisée et fortement recouverte de matériaux d'altération, moraines, etc, ne permet pas de le dire.

Il existe cependant d'autres lieux où les recristallisations métamorphiques laissent subsister des septa dont l'aspect sédimentaire est entièrement conservé. Tel est le cas des collines de San Michele au Nord Ouest de Bricherasio. Là quelques talus fraîchement entaillés dans l'épaisse couverture végétale laissent apparaître au sein des gneiss (?) gréseux des niveaux de schistes noirs pratiquement non métamorphiques. L'étude microscopique permet tout juste d'entrevoir au milieu d'une fine poussière charbonneuse quelques morceaux anguleux et très fins (3 à 5 μ) de quartz orientés par la présence de fines paillettes (10 μ maximum) sériciteuses.

C'est dans ces faciès que l'on a recherché, en vain, des restes végétaux. Une étude palynologique tentée sur quelques-uns de ces niveaux, a donné également un résultat négatif. (*). Cette recherche n'a cependant pas été tout à fait infructueuse. En effet, dans un cas, après traitements, on a pu concentrer de petites baguettes (longueur maximale : 70 μ , épaisseur : 10 μ) parfois agrégées en petits amas vaguement rayonnants, de couleur jaune orangé, non pléochroïques et à biréfringence nulle. Il ne peut s'agir de minéraux. Ce sont peut-être des restes de canaux d'algues, mais les spécialistes eux-mêmes ne se prononcent pas et considèrent que ces objets sont des restes organiques impossibles à interpréter.

Il reste qu'il y a là l'indice d'une possibilité de conservation d'une microflore. Nos recherches n'ont pas abouti, mais elles donnent l'espoir qu'un jour un travail plus systématique sur ce sujet aura des résultats plus heureux. C'est ce qu'il faut souhaiter, car la datation que nous proposerons plus loin pour l'ensemble graphitique de Pinerolo ne peut, pour le moment, être étayée que par des comparaisons de faciès et des raisonnements toujours hasardeux.

b) Les faciès "bordiers" ou de transition, de l'ensemble graphitique.

Dans quelques zones (ravin de Riclarretto, rive sud de la Germanasca, collines de Bricherasio, bandes graphitiques dilacérées entre le bas Val Pô et le Val Bronda, contact de l'ensemble graphitique avec les gneiss dioritiques dans la région de San Germano), se rencontrent au sein des faciès détritiques charbonneux et phylliteux, des bancs quartzitiques à rares phyllites et dépourvus de pigment organique. Il s'agit peut-être de niveaux gréseux intraformationnels, mais il est possible aussi que ce soient des horizons de base de l'ensemble, contre le socle granito-gneissique. C'est cette deuxième interprétation qu'on peut accorder aux faciès quartzitiques de San Germano, au contact des gneiss dioritiques, ou mieux encore à ceux qui surmontent les gneiss œillés, sous Chasteiran, à l'Ouest de Roreto Chisone. Cependant, l'étude microscopique se révèle décevante et cela, en raison de l'homogénéisation qu'ont apportée les recristallisations métamorphiques liées à la foliation régionale qui recoupe les contacts sans tenir compte des variations lithologiques.

Pour les quartzites (Riclarretto, Bricherasio, Val Pô - Val Bronda), le problème est clair : la masse de la roche est formée par un tissu isogranulaire de quartz granoblastique, à extinction onduleuse, où s'enchaînent ça et là de fines paillettes orientées de phengite et de très rares granules d'épidotes.

(*) - Cette étude a été effectuée au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lille par M. J. P. LAVEINE que je remercie ici de sa collaboration.

Pour les faciès qui paraissent reposer sur les gneiss glanduleux, mis à part un tissu quartzitique plus abondant, formant parfois des amas qui sont de petits galets, le reste des constituants montre une structure et une composition tout à fait analogues à ce que l'on rencontre dans les gneiss fins normaux. Seul, le pigment charbonneux a disparu. Il existe cependant une exception : au Nord de San Germano, sur les flancs de l'arête de Costabella. Aux abords des gneiss dioritiques, sur 2 à 3 m, le gneiss fin, un peu conglomératique (galets de quartzite), se charge d'innombrables granules de sphène, épidote et zoïsite. En outre, le grenat et le chloritoïde, toujours biotitisés, deviennent plus abondants. Enfin, des amas de fines phengite et de biotite épigénisent des formes vaguement quadrangulaires que l'on a considérées comme des résidus d'anciens feldspaths (?).

Il est possible que la plus grande proportion en quartz et en petits granules de minéraux accessoires soit en relation avec la proximité du gneiss grenu grossier. Mais l'homogénéisation métamorphique, les étirements, les rapports des faciès sur le terrain ne permettent pas d'assurer qu'il existe une relation de socle à couverture.

Il y a cependant une évidente saute de granulométrie et de faciès métamorphique quand on passe aux faciès de "gneiss dioritiques" que nous incluons maintenant dans l'ensemble des gneiss glanduleux. Interprétée ici (voir plus haut, p. 122: gisement de l'ensemble graphitique) comme le résultat du pincement de matériaux sédimentaires dans des masses indurées plus anciennes et plus métamorphiques, elle a été envisagée jadis comme étant due à l'intrusion d'une masse à composition dioritique dans les faciès graphitiques. Pour étayer ce raisonnement, plusieurs niveaux de micaschistes graphitiques à nodules et plaquettes plus clairs qui environnent les gneiss dioritiques du bas Chisone (San Germano) ou qui se rencontrent en horizons isolés et mal délimités dans la masse de l'ensemble et loin de tout gisement "dioritique", ont été interprétés comme des faciès de contact : "schistes tacherés à chiastolite" (S. FRANCHI et V. NOVARESE 1895).

Il faut remarquer que la détermination de la chiastolite est sujette à caution. Il s'agit, en effet, de baguettes centimétriques blanchâtres où l'étude microscopique révèle un amas de fines paillettes sériciteuses mêlées d'épidote et de fin chloritoïde, incluant des matériaux divers (quartz, chloritoïde souvent en gros cristaux) et enveloppant, dans le meilleur des cas, un noyau presque intact. Celui-ci est incolore, et possède des clivages obliques par rapport à l'allongement de la baguette (autant qu'on puisse juger de celui-ci). Il a une extinction oblique, que l'on prenne comme référence l'axe d'allongement présumé ($\alpha = -40^\circ$) ou les clivages ($\alpha = -20^\circ$); il a une biréfringence moyenne de l'ordre de 0,008 et il est biaxe positif. Tous ces caractères, pour imparfaits qu'ils soient en raison de l'habitus en résidu de ce minéral, ne correspondent pas à ceux de l'andalousite mais font plutôt penser à un feldspath. Un essai d'extraction, difficile en raison de l'altération poussée, a permis de constater en effet que l'indice moyen avoisinait 1,54.

Il ne s'agit donc pas de chiastolite et ainsi tombe l'argument de métamorphisme de contact que fournissait ce minéral. Les altérations en séricite + épidote + chloritoïde, pourraient faire penser à une ancienne staurolite, normalement à sa place dans les paragenèses des roches environnantes mais incompatible avec un gisement de contact. Cependant les résidus restés frais ne présentent pas les caractères du silicate d'Al et sont plutôt à considérer comme feldspathiques (orthose ou albite ?) sans doute détritiques, dont les formes conservées englobent aussi bien ses produits d'altération que des inclusions anciennes. Rappelons que dans d'autres faciès des gneiss et micaschistes graphitiques, des amas quadrangulaires pseudomorphosés en biotite et phengite ont été interprétés de la même façon.

En résumé, il faut donc souligner que les faciès dits de bordure de l'ensemble graphitique varient peu par rapport à ceux de la masse. Ils ne peuvent donc pas servir à démontrer l'antériorité soutenue ici des faciès de gneiss glanduleux auprès desquels ils se trouvent, mais ils ne permettent pas non plus d'étayer l'hypothèse d'intrusions tardives dans les masses charbonneuses.

c) Le graphite.

Le graphite est partout présent sous la forme du pigment ténu qui tache toutes les roches de l'ensemble dont

il a fourni le prétexte. Cependant, en quelques cas, il peut constituer de petites loupes de concentration due à sa migration facile lors des déformations tectoniques. Il peut aussi s'injecter dans les fissures et joints des roches pour y former des amas plus importants. C'est là qu'il est encore exploité aujourd'hui, de façon peu active, en raison de la concurrence et à cause de la difficulté à poursuivre dans un tel gisement des niveaux d'une irrégularité désastreuse, ici renflés sur plus d'un mètre, là réduits à l'état d'une mince pellicule listrique. L'extraction du graphite n'est jamais très prospère ailleurs, mais dans le bas Chisone où subsistent les dernières "minières", elle est en train de mourir.

Dans les galeries des petites mines du vallon de Pramollo (Valle Risagliardo) sous la Punta Icla, à l'Ouest de San Germano, on a pu étudier de tels agglomérats graphitiques. Ce sont de véritables roches très indurées, où le graphite est pratiquement l'unique constituant. Laminé par les déformations, et injecté à force dans les joints des gneiss fins qui l'environnent, il présente souvent des surfaces de glissement striées ou parfaitement polies.

L'analyse chimique y révèle (*) :

SiO ₂	14,28
Al ₂ O ₃	5,41
Fe ₂ O ₃	1,96
MgO	0,82
CaO	0,12
C	75,08
H ₂ O	1,97
Total	99,64

A l'examen de ces chiffres, on constate que malgré leur apparence, les échantillons contiennent un certain pourcentage d'impuretés. Celles-ci sont sans doute constituées par du quartz et des micas. Il reste que les niveaux exploités contiennent une proportion importante de Carbone. S'agit-il de graphite ? L'exploitation du produit et son utilisation, répondent d'elles-mêmes par l'affirmative. Mais la question est intéressante à débattre pour des raisons de pétrogenèse.

Nous avons vu avec l'étude de la matière charbonneuse des calcschistes (voir plus haut, p. 37; analyse pétrographique de l'ensemble des calcschistes) qu'il n'était pas nécessaire d'invoquer, pour transformer le carbone amorphe en graphite, autre chose que le métamorphisme, même faible, s'il est allié à de fortes tensions tectoniques. Des radiogrammes Debye-Scherrer comparant les graphites des calcschistes et des mines de San Germano (voir fig. 3) attestent et l'analogie des minéraux carbonés et leur état cristallin. Cela étant, et les discussions pétrographiques précédentes montrant toujours que le métamorphisme des roches de nos régions s'est effectué sous de très fortes pressions, il est tout naturel de retrouver ici le graphite dans un ensemble qui est incontestablement bien antérieur aux niveaux mésozoïques des calcschistes.

Or, bien des études antérieures ont considéré les zones à graphite vrai comme intimement et absolument fonction des "diorites intrusives" avoisinantes dont il a été débattu plus haut (voir étude pétrographique des faciès bordiers de l'ensemble graphitique, p. 129). Cependant, les gneiss dioritiques ne sont pas des masses intrusives

(*) Cette analyse est due à l'obligeance de la Società Talco e Grafite Val Chisone - Pinerolo (12-10-65).

démonstrées ; elles paraissent, au contraire, appartenir à l'ensemble des gneiss glanduleux considéré comme un socle. Leur action de "contact" n'est donc pas non plus intervenue dans la genèse du graphite. Un prélèvement de la matière charbonneuse des gneiss banaux qui a permis de s'en assurer, a été fait loin de toute influence plausible des gneiss dioritiques, dans les collines immédiatement au Nord de Pinerolo. Le radiogramme ci-dessous, effectué sur le produit charbonneux purifié de ces gneiss montre en effet toutes les réflexions caractéristiques du graphite et se révèle absolument identique à ceux donnés par le minéral exploité en mines à San Germano, ou qui parsème bon nombre de faciès calcschisteux.

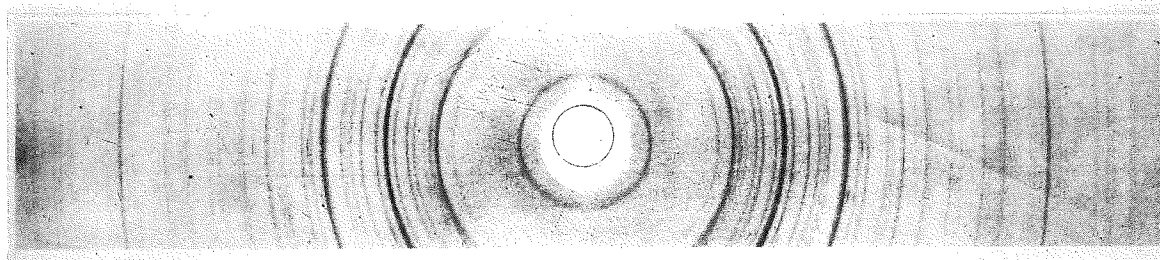


Fig. 30 - Radiogramme Debye-Scherrer. Graphite des gneiss du Nord de Pinerolo.
Comparer à la fig. 3.

Il est donc certain que le graphite s'est formé sous les seules influences du métamorphisme qui, dans les Alpes cottiennes est d'un type de hautes pressions. Les efforts tectoniques ont aussi sûrement joué un rôle dans l'origine des fortes pressions, mais ils interviennent également d'une autre manière. C'est le cas dans les régions faillées où différents joints peuvent s'ouvrir, où s'injectent les matériaux plastiques. C'est aussi celui des zones fortement laminées, où avec les glissements, il y a toujours un déplacement important de matière "incompetent" : ainsi peuvent se créer des concentrations locales de graphite. Considérant l'ensemble graphitique comme une couverture souvent écrasée entre les coins de son socle de gneiss glanduleux, il est dès lors très normal de rencontrer le graphite exploitable aux abords de ce socle brisé qui en pinçant une couverture de composition convenable crée les conditions et le milieu favorables à ses concentrations.

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble graphitique de Pinerolo.

Il est hors de doute que la totalité de l'ensemble graphitique est d'origine sédimentaire. Peu de schistes cristallins offrent avec une telle homogénéité et une telle constance de tels restes de faciès conglomératiques et charbonneux indiquant à l'évidence leur nature initiale. Compte tenu des alternances répétées de faciès grossiers et de faciès fins, riches en quartz et en minéraux ferromagnésiens, on doit concevoir toute cette masse comme une série de dépôts gréséo-pélitiques à lentilles de conglomérats intraformationnels, sous une faible tranche d'eau. Les apports grossiers répétés et de répartition générale malgré la discontinuité latérale de leurs niveaux, leur granoclassement souvent associé à des stratifications entrecroisées, la matière organique uniformément distribuée doivent faire considérer le milieu de dépôt comme un bassin limnique aux dimensions modestes. Le continent générateur des débris devait être proche, mais les phénomènes de subsidence saccadée ont pu se répéter en une longue suite qui explique la masse importante de ces sédiments. Ce n'est qu'avec les horizons les plus élevés de l'ensemble graphitique qui passent en continuité aux faciès attribués à l'ensemble de Dronero, que s'institue une sédimentation plus calme, plus régulièrement gréseuse. Elle se clot enfin par des dépôts continen-

Cette histoire schématique peut facilement s'appliquer à la grosse masse des affleurements de l'ensemble de Pinerolo, aux abords de cette ville, dans le bas Chisone et ses diverticules septentrionaux. Il est probable que vers le Sud les bassins en étaient relativement indépendants. Dans la bande de Barge-Paesana ou dans les lambeaux écrasés du bas Val Pô, les dépôts détritiques grossiers sont l'exception. Il est vraisemblable que l'étroitesse actuelle de ces gisements de l'ensemble graphitique correspond avant tout à une sédimentation plus modeste en même temps que moins soumise aux aléas périodiques de phénomènes de subsidence répétés. La prépondérance des micaschistes dans leurs faciès, incline plutôt à envisager dans ces régions l'existence de bas-fonds marécageux à sédimentation surtout pélitique.

Quoi qu'il en soit, ici comme là, les faciès de la base de tels bassins ne sont sans doute pas accessibles à l'observation. En effet, d'intenses déformations, auxquelles participe le socle de gneiss grossiers, remanient partout ces sédiments. Les vieux accidents du substratum induré, qui déjà avaient dû jouer un rôle dans la délimitation initiale des bassins et lors de leur subsidence, entrent dans une nouvelle phase d'activité. Les coins et blocs de socle qu'ils découpent, vont s'enfoncer en énormes échardes dans leur couverture. Ces lames extrusives vont ainsi pincer entre elles des lambeaux quelconques de leur superstructure qui réagit souplement en s'étirant, s'écrasant, se plissant et se soumettant aux formes du vieux matériel. Ainsi naissent, peu à peu, les dispositions actuelles de l'ensemble graphitique en longs "synclinaux" coincés entre les éléments de leur socle qui bouleversent toute la suite stratigraphique originale.

C'est dans ces mêmes périodes que débudent les recrystallisations dont l'agencement (étirements de galets et linéation, foliation) montre combien elles sont soumises à la direction est-ouest des grands éléments structuraux. Ces transformations métamorphiques sont intenses, car le socle lui-même n'y échappe pas (voir analyse pétrographique des gneiss glanduleux). Le matériel charbonneux en cours de déformation va voir naître tout un cortège de minéraux nouveaux qui au fur et à mesure de l'évolution cinématique vont successivement s'organiser suivant les lignes et les plans qui se créent.

Ce sont d'abord les micas blancs phengitiques, chloritoïde, grenat, graphite, éventuellement amphibole qui vont se développer. Ces minéraux traduisent ainsi une ambiance de fortes pressions et d'assez basses températures. En fait, nous retrouvons là les caractéristiques d'une série métamorphique conçue à la limite des zones de très hautes pressions et des séries de type Barrowian sous les aspects de ses faciès Schistes verts de basse température.

Mais, très vite, un réchauffement va intervenir qui se traduit par le développement généralisé de la biotite. C'est avec cet épisode que se produit le démantèlement, modéré, des minéraux préexistants (phengite, chloritoïde, amphibole, grenat), au profit du mica brun. Cependant, le grenat paraît pouvoir assez bien résister. Malgré sa biotitisation, sa répartition est assez homogène dans l'ensemble. Aussi, doit-on penser que cette phase s'effectue sous des conditions intermédiaires entre le sous-faciès à quartz - albite - épidote - biotite (chloritoïde) (B-1-2, de WINKLER) et le sous-faciès à quartz - albite - épidote - almandin (B-1-3). La persistance du chloritoïde et l'absence de minéraux indices de basses pressions interdisent d'envisager que les conditions de métamorphisme échappent au domaine des faciès de type Barrowian.

Soulignons que cette évolution ainsi schématisée est très continue et se poursuit au long des déformations. Ainsi n'y a-t-il pas d'hiatus franc entre la phyllitisation phengitique et l'apparition de la biotite, qui peuvent se développer concurremment. De même on retrouve toutes les gradations entre la formation des plis intrafoliaux qui reprennent surtout phengite et chloritoïde, leur "fossilisation" par inclusion dans les albites ultimes et la naissance de la biotite non orientée.

On reconnaît ainsi une histoire pétrogénétique fort comparable à celle qu'ont permis d'évoquer les paragenèses des ensembles supérieurs. Il faut toutefois ici mettre en évidence la généralisation de la biotite, voire du grenat, dans les faciès principaux de l'ensemble graphitique. Cette biotite est nettement brune et doit ainsi

s'opposer aux biotites vertes et acajou, dont il était question dans l'ensemble de Dronero.

Le chloritoïde prend également un faciès vert particulier, dû en partie à une chloritisation avancée, mais peut-être aussi à une modification de sa composition (variété plus magnésienne ?). Il est intéressant de mettre ici en parallèle ces variations du faciès des minéraux, qui est sans doute en relation avec de subtils changements du gradient de métamorphisme.

Ainsi présentée, l'histoire pétrogénétique des roches étudiées pourrait sembler se calquer sur leur disposition en ensembles superposés. Il n'en est cependant rien. Ainsi, dans les faciès de l'ensemble graphitique qui ont leur gisement dans les lambeaux dilacérés du bas Val Pô, la biotite et le grenat n'offrent pas toujours une répartition aussi généralisée qu'il est exposé ci-dessus. En fait, l'historique que l'on a schématisé ici est surtout valable pour les grandes masses du Val Chisone. Au Sud, il apparaît que les phases de réchauffement sont moins sensibles. Elles existent cependant, mais il faudrait faire intervenir dans la définition des faciès successivement acquis par les formations, des notions quantitatives liées aux situations géographiques des roches étudiées. Une carte zonéographique permet plus facilement de tenir compte de ces données. Le lecteur voudra bien se reporter à ces cartes (voir carte zonéographique, planche hors texte n° II).

VI - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DES GNEISS GLANDULEUX.

A - Les différents faciès.

On aborde ici l'étude de faciès extrêmement variés qui sont généralement unifiés par leurs intercalations de gneiss grossiers. Ceux-ci peuvent prendre une vaste extension sous des faciès homogènes, ou bien acquérir un aspect trompeur de conglomérat dont les galets sont en fait de très gros cristaux composites de feldspaths : les faciès amygdalaires. Ce sont ces derniers qui, bien que dispersés en plusieurs petites masses localisées, ont donné - traduction littérale du terme italien "gneiss ghiandoni", qui désignait tous les gneiss ocellés du Massif Dora Maira -, leur nom à tout l'ensemble.

Au cours des analyses précédentes, nous avons pu voir que cet ensemble doit constituer le socle ancien du massif. Mais pour les raisons que l'on connaît (recristallisations syncinématiques, déformations intenses avec naissance de plans de feuilletages complexes, ..), l'étude de terrain ne le met pas toujours bien en évidence. Par contre, l'analyse pétrographique va permettre de donner des arguments à cette hypothèse. En effet, si les faciès pétrographiques de n'importe lequel des ensembles peuvent être homogénéisés au point d'être facilement confondus, bien des paragenèses minérales offrent des caractères déterminants.

Il reste qu'au sein de ce "socle", souvent dilacéré en étroites lames et écailles, où il se mêle aux faciès des autres ensembles, des éléments douteux peuvent subsister. Cela est particulièrement probable pour les faciès de gneiss fins et de micaschistes, plus ou moins albitiques, communs à plusieurs ensembles. Dans les regroupements proposés que suggère notre carte géologique (voir planche hors texte), ce sont des raisons de continuité ou d'associations lithologiques qui, dans les cas litigieux, ont infléchi le choix. Pourtant, en raison des convergences de faciès, assez troublantes mais naturelles étant donné l'évolution pétrogénétique de ces roches, le doute reste permis en quelques régions particulièrement confuses (écailles occidentales par exemple). Malgré cela, lorsque s'associent des caractères comme l'intrication des faciès fins et micaschisteux avec des gneiss grossiers ou des amphibolites en septa aux structures compliquées (boudinages, dissociation en "poissons", foliation tourmentée, etc...), les paragenèses à minéraux anciens mal assimilés par les dernières recristallisations, les faciès de granitisation plus ou moins remaniés, les relations non équivoques avec les faciès des autres ensembles, etc..., on doit considérer que le regroupement en un ensemble de socle ancien est justifié dans la majorité des cas.

1) Principaux faciès constituant l'ensemble.

a) Les gneiss amygdalaires.

Bien que réduits en extension, les affleurements de ces roches qui sont pleinement caractéristiques de l'ensemble des gneiss glanduleux, méritent d'être examinés en premier lieu.

De bons exemples de ces roches peuvent être trouvés aux abords de la bourgade de Venasca dans le Val Varaita, mais les faciès qu'offrent la région de Paesana (thalweg du Pô, en aval de Calcinere ou amont d'Agliasco au Nord de Ghisola), ou bien ceux du Val Carbonieri, sont tout aussi remarquables et exactement semblables.

A l'affleurement, les gneiss glanduleux ont un aspect de micaschistes feldspathiques à biotite, aux constituants extrêmement divisés, où, de place en place, apparaissent de gros nodules ovales (de 2 à 6 cm) polycristallins, de teinte blanchâtre. Sur les plans de foliation, onduleux, ces grosses amygdales apparaissent comme des bosselures mises en relief par l'érosion et se dégagent facilement de leur trame micacée. L'aspect est alors

tout à fait comparable à celui d'un conglomérat, faciès avec lequel ces roches ont d'ailleurs pu être confondues. En fait, un examen attentif des amygdales montre que si elles sont polycristallines dans la majorité des cas, les éléments fins qui les constituent n'en sont pas moins répartis suivant des règles précises. Une cassure fraîche permet par exemple de s'apercevoir qu'ils miroitent suivant deux directions nettement séparées par une ligne franche, comme s'il s'agissait d'une macle simple de feldspath. Parmi les amygdales qu'offre un même affleurement, on pourra effectivement rencontrer des nodules dont le cœur est constitué par un feldspath qui, sur sa périphérie, se résout en une infinité de granules quartzo-albitiques mêlés de séricite.

Les gneiss amygdalaires apparaissent ainsi comme des gneiss œillés grossiers, assez banaux, mais ayant subi toute une série de transformations. L'analyse pétrographique montrera qu'ils sont fort analogues à des faciès gneissiques à yeux albitiques composites, décrits dans d'autres régions : faciès de Fornello des gneiss du Grand Paradis (R. MICHEL 1953), gneiss amygdalaires pseudo-conglomératiques des Cévennes du Mont Pilat (M. CHENEVOY 1961).

b) Les gneiss œillés homogènes de type Mont Freidour.

Ils occupent une surface énorme dans le Massif Dora Maira. Ainsi que l'indique le terme sous lequel ils sont désignés, leur principale caractéristique est d'être d'une homogénéité telle qu'ils sont parfaitement identiques du Sud au Nord du massif. Ce sont eux qui constituent l'armature de l'ensemble des gneiss glanduleux et aussi du Massif Dora Maira tout entier.

Cependant, l'homogénéité dont on a fait une règle n'est qu'illusoire et sans doute acquise. En effet, s'ils se présentent généralement sous un faciès de gneiss œillés, où la biotite dessine des lits flexueux entre des yeux centimétriques de feldspaths en amandes effilées, régulièrement répartis, (et à ce titre ont un aspect tout à fait comparable aux embréchites du Grand Paradis par exemple, auxquelles on les a très souvent comparés,) ils peuvent aussi, selon les endroits où ils sont étudiés, avoir des faciès locaux lamellaires et très étirés ou, au contraire, presque équants et d'ailleurs granitique.

Le gneiss œillé banal, à l'aspect d'embréchite (au sens descriptif du terme) est, par exemple, la règle dans le Val Pô, en amont de Calcinere. La foliation est très marquée, les micas qui la soulignent sont le plus souvent des biotites généralement très morcelées et étirées en flaqes qui, sur le plan S_0 , définissent une linéation nette. Le quartz, finement divisé ou lamelleux, suit ces plans flexueux qui enveloppent les très réguliers cristaux de microcline, fusiformes, bien individualisés, en général, mais ayant une nette tendance à s'aplatir pour former de petits lits feldspathiques. Dans cette trame régulière surgissent de place en place des flaqes décimétriques, aplaties dans la foliation, uniquement constituées par un feutrage biotitique.

Le gneiss étiré et lamellaire se rencontre le plus souvent sur les bordures des grands affleurements de gneiss œillés normaux. Ainsi en est-il pour les gisements typiques du Monte Scolagarda entre Pô et Gilba, ou dans les carrières de l'Alpe Barmasse, au Sud de Montoso. En ces cas, la roche est extrêmement feuilletée et de fins lits quartzo-feldspathiques alternent avec ceux de micas. La linéation est très marquée par l'aplatissement des feldspaths et des plaques micacées. On détaillera dans l'étude structurale ces différents aspects qui passent en toute continuité aux faciès œillés banaux, où les déformations peuvent commencer par se marquer par des rotations dissymétriques des phénocristaux de microcline.

De tels passages transitionnels s'observent aussi entre les faciès franchement étirés, et les aspects granitiques des gneiss œillés. Cela est le cas dans les masses gneissiques du vallon de Gilba inférieur. Mais les plus évidents se rencontrent dans la masse du Mont Freidour - Cugno Alpet. Les coupes des hautes vallées de Talucco (au Sud du Freidour) ou de Balangero (au Nord du Cugno Alpet) sont particulièrement démonstratives à cet égard. On y passe de façon continue des faciès œillés ou étirés à des faciès presque équants lorsqu'on se dirige vers le cœur de la masse gneissique. Là, les feldspaths ont une grossière forme quadrangulaire, souvent marquée par des torsions ou des rotations (feldspaths en hélice), les quartz sont agglomérés en petits nodules ovalaires grisés, la

biotite se conserve en paillettes nettement individualisées. La trame, verdâtre, est orientée mais faiblement et ne laisse rien reconnaître, à l'œil nu, de ses composants. Les enclaves, à bords francs, longues de deux à cinq centimètres, n'y sont pas rares. Elles sont constituées par un fouillis très fin où les plaquettes de ferromagnésiens dominent, et sont généralement ovoïdes ou aplaties, peu ou pas allongées. Des septa de gneiss fins peuvent également s'y rencontrer. Leur taille dépasse parfois les 10 m en longueur, mais atteint difficilement 50 cm d'épaisseur. Leurs limites ne sont jamais précises et paraissent constituer toutes les transitions avec la roche grossièrement feldspathique encaissante. Il faut signaler enfin que ces faciès sont assez fréquemment parcourus par des filonnets aplittiques ou quartzeux.

Un autre type de gneiss ocellé, groupé avec les "faciès homogènes" dont on peut maintenant envisager la diversité réelle, propose à l'observateur un problème difficile. Il s'agit en effet, d'une roche qui offre une convergence de faciès avec les "gneiss de Luserna" de l'ensemble de Dronero. Le vallon de Gilba (carrières de Sibona), la bordure septentrionale de la masse gneissique du Cugno Alpet (thalweg du Sangone, au Sud de Forno Coazze) présentent des affleurements qui permettent de juger de cette ressemblance.

La roche est en effet bien foliée, de teinte verdâtre clair, car la biotite y est clairessemée et les micas phengitiques abondants, les feldspaths n'y sont jamais très gros et forment des granules qui s'étalent fréquemment en feuillets. Il est possible de distinguer ces faciès de ceux de Luserna, d'abord grâce à leurs passages continus aux gneiss ocellés, plus ou moins étirés, banaux, ensuite en raison de la présence, malheureusement trop sporadique, de filonnets aplittiques qui n'existent jamais dans les porphyroïdes arkosiques de Luserna. En outre, on ne rencontre jamais les niveaux de micaschistes argentés microconglomératiques dont on a vu la fréquence dans les faciès de Dronero. Il demeure que la distinction est subtile, et le problème de la reconnaissance de ces horizons est souvent préoccupant dans ce massif où les écaillages et replis sont multiples et peuvent mettre en contact n'importe quels des ensembles en une succession apparente quelconque.

c) Les gneiss "dioritiques".

Ces faciès sont, au contraire, extrêmement bien délimités et de reconnaissance facile. Ils se rencontrent en trois domaines précis où les différents écaillages et cassures n'ont pas réussi à altérer leur homogénéité. Ce sont : les masses du bas Chisone, aux environs des bourgades de Porte et San Germano, le pointement de Perosa Argentina, éventré par un "synclinal" de gneiss graphitique qui ne parvient pas à en détruire l'unité, et la petite lentille de la Guglietta, dans les écaillages occidentales, sous la Punta Cornour.

Partout la roche se présente sous l'aspect d'un gneiss sombre, à grain fin et régulier, sans gros cristaux particuliers. Les biotites sont abondantes et toujours étalées en petites flaqes dessinant une belle linéation. La pâte est quartzo-feldspathique, grisâtre, fine et ne permet que difficilement de reconnaître ses constituants à l'œil nu. Les enclaves, extrêmement riches en éléments ferromagnésiens finement divisés, sont nombreuses. Toujours à contours nets, elles affectent la forme d'amandes aplaties, dont la plus grande dimension peut atteindre 15 cm (voir figure 50).

Ces roches sont souvent parcourues par des filons. Ce sont soit des filons anciens, à texture schisteuse, à l'aspect prasinitique, dont on peut penser qu'il s'agit d'un vieux matériel lamprophyrique (carrière de Porte), soit des filons récents, plus minces, aux cristaux non déformés et bien constitués. Ce dernier type de filon peut souvent passer à de simples fissures, seulement imprégnées d'une poussière chloriteuse verte. Mais souvent, on y reconnaît des quartz limpides, aux formes cristallines nettes (3 à 5 cm), parfois saupoudrées de chlorite, des tablettes (1 à 2 cm) d'albite bien cristallisée et une masse micacée, noire, pulvérulente, qui est un mélange de biotite et de chlorite. Sur les épontes de tels filons, le gneiss dioritique est fréquemment décoloré et silicifié. En s'éloignant du filon, les taches des ferromagnésiens du gneiss réapparaissent mais sont chloritisées. Cette chloritisation va s'atténuant pour disparaître à 2 ou 3 cm du filon, le gneiss dioritique reprenant son aspect banal (carrière du Rio Agrevo, amont de Perosa Argentina).

La grande homogénéité des gneiss dioritiques, leur richesse en enclaves et leur texture permettent déjà d'envisager qu'il s'agit là d'une roche éruptive métamorphisée.

d) Les gneiss fins et les micaschistes.

Ces faciès constituent le "tissu conjonctif" enrobant tous les autres niveaux de l'ensemble. Aussi, sont-ils d'aspects assez variés selon qu'ils se rencontrent aux abords des gneiss ocellés ou auprès de niveaux amphiboliques. Dans la moyenne des cas, on peut toutefois facilement les comparer, au moins sur un échantillon, aux gneiss fins de l'ensemble graphitique. Cependant, ici l'aspect gréseux n'est pas aussi marqué, il est rare que la foliation y découpe des plaques parfaitement réglées, enfin le pigment charbonneux est généralement absent comme les galets, étirés ou non, dont ils sont totalement dépourvus.

La liaison entre gneiss fins et micaschistes est intime et s'il existe de vastes étendues où ne se rencontrent que des micaschistes (Comba Liussa par exemple, au Sud du Pellice), la plupart du temps un banc gneissique fera suite à un banc micaschisteux, sans règle appréciable dans les répartitions et avec tous les passages progressifs souhaitables. Soulignons enfin que ce sont ces faciès qui forment la trame où se rencontrent la plupart des septa et boudins, (métriques à décamétriques) d'amphibolites, de roches plus quartzieuses ou de gneiss amygdalaires. Ceux-ci apparaissent d'ailleurs souvent progressivement en des niveaux où ils "s'annoncent" par quelques nodules feldspathiques, d'abord disséminés, puis de plus en plus fréquents, jusqu'à constituer le gneiss glanduleux type décrit plus haut.

Les gneiss fins sont le plus souvent massifs, sans nette foliation, ce qui entraîne des affleurements aux formes lourdes et arrondies. A l'œil nu, on ne distingue guère que des paillettes de micas et chlorites disséminées, où la biotite prévaut, des granules de quartz et de petits globules de feldspath, vaguement circulaires, qui se révèlent être de l'albite. Celle-ci peut quelquefois devenir abondante et assez volumineuse. Le gneiss prend alors le faciès "ovarditique" déjà signalé ailleurs. Les grenats peuvent également être abondants. Ils sont alors souvent très gros (diamètre voisin du centimètre) et "cloutent" littéralement les surfaces de foliation où il restent en relief. Ce type de gneiss peut parfois être parsemé de taches diffuses, noirâtres et très finement cristallines, surtout composées de phyllites.

Les micaschistes ont sensiblement une composition voisine, mais beaucoup plus phylliteux, ils se délitent facilement, ce qui rend leurs affleurements de qualité médiocre. Ils sont presque toujours du faciès à nodules, maintes fois décrit, mais ici la biotite, la chlorite et le chloritoïde abondants donnent un aspect noirâtre foncé à la roche, ce qui n'était pas toujours le cas jusqu'alors. Entre les filets micacés, le plus souvent agglomérés en amandes-microplis intrafoliaux, le quartz constitue des lamelles flexueuses où s'enchaînent de fréquents grenats rosés. C'est ce matériau qui constitue "l'emballage" de la plupart des boudinages dont il est question ci-dessus et dont on trouvera référence des aspects et gisements dans le cadre de l'analyse structurale.

e) Les "migmatites hétérogènes".

Sur les flancs méridionaux du Monte Vandalino, à l'Ouest de Torre Pellice, les gneiss fins et micaschistes contiennent de nombreuses lentilles et filonnets d'une roche leucocrate. Celle-ci est très riche en feldspath et peut constituer de simples petits nodules centimétriques noyés dans la trame plus phylliteuse, mais très souvent elle prend l'aspect d'un véritable gneiss clair pauvre en mica où l'œil reconnaît des amandes feldspathiques (0,5 cm) presque jointives, de fins granules quartzieux dispersés et quelques facules ondulés d'une biotite très pâle. Ce gneiss est alors disposé en un chevelu compliqué de rubanements anastomosés, dont la puissance varie depuis 2 à 3 cm jusqu'à la dizaine de mètres. La foliation de la roche leucocrate est conforme à celle des micaschistes et gneiss fins encaissants, mais les bordures du matériel clair peuvent être quelconques sur cette foliation. Les contacts micaschistes/gneiss leucocrates sont toujours francs et jamais la trame du chevelu filonien ne contient d'éléments qui pourraient constituer une amorce de passage progressif. On est en présence d'une zone migmatisée

dont les filonnets "d'ichor" dessinent, à grande échelle, une texture diadysitique ou épibolitique. Il est rare cependant que la densité des bancs leucocrates prenne une réelle importance ; et, sur les pentes du Castellus au-dessus de Chabriol comme dans les ravins du torrent de Carofrate où les roches bien décapées par les avalanches permettent de bonnes observations, la proportion de "néosome" ne dépasse pas un tiers du volume total. Dans le thalweg surcreusé du torrent de Luserna, aux environs immédiats de la bourgade de ce nom, où ces faciès font une réapparition momentanée, les gneiss fins et micaschistes ne sont plus cependant que des résidus au sein de la masse leucocrate. Mais ce cas est exceptionnel, et étant donné sa position aux abords de la plaine alluviale, il se relie mal au reste de l'ensemble.

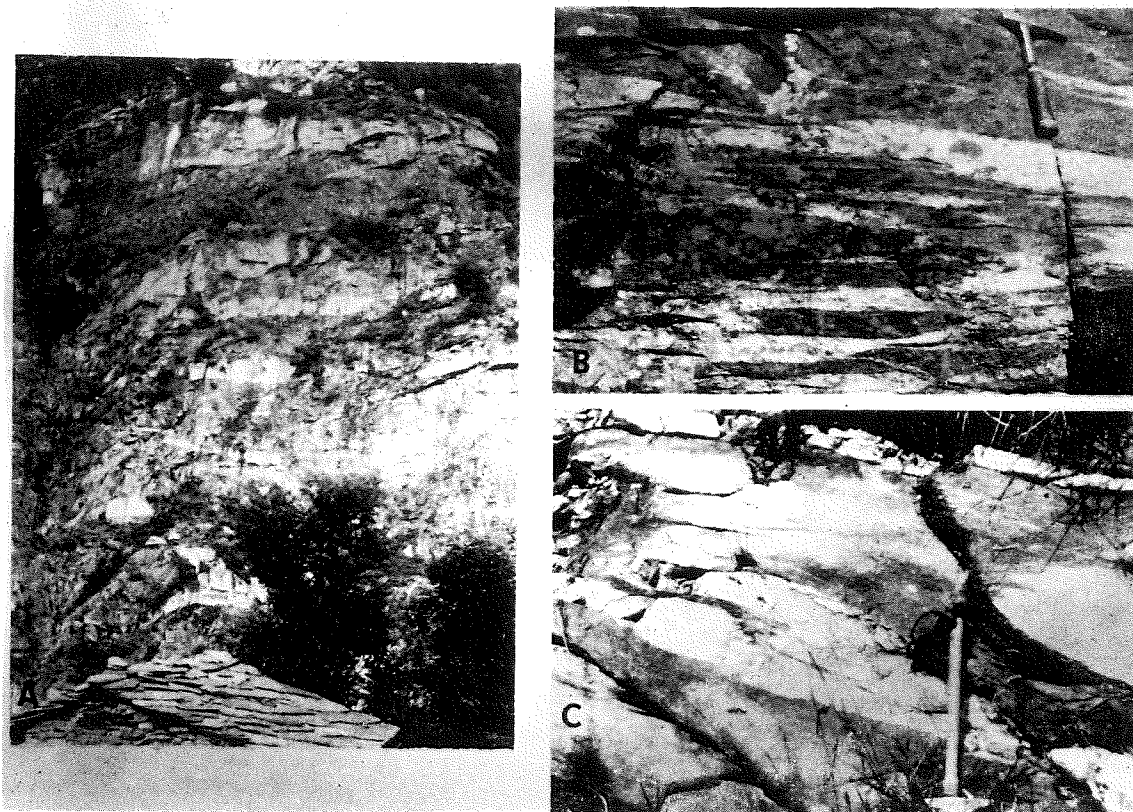


Fig. 31 - Migmatites hétérogènes du Pellice.

A - Aspect général du gisement.

B et C : Détails de la texture. Noter les plissotis boudinés.

Matériel clair = "apport" ; les gneiss fins ont une teinte foncée

f) Les gneiss granitoïdes.

D'un type tout différent sont les roches qui se présentent également en filons ou en sills et dont on pourrait penser de prime abord qu'elles sont des variations locales du faciès de migmatites hétérogènes : les gneiss granitoïdes de la Varaita.

Leur apparition au sein des micaschistes et gneiss fins est brutale, même si les épontes des sills et filons concordent avec la foliation régionale, ce qui est presque toujours le cas. Sous l'apparence de bancs peu diverticulés, allant d'une dizaine de mètres (chapelle de San Chiaffredo-Isasca) à plus de cent mètres de puissance (Brossasco), c'est un véritable granite aux bordures gneissifiées, mais au cœur souvent parfaitement équant qui prend même l'aspect d'un granite porphyroïde (Brossasco). La texture est toujours largement grenue ; les

feldspaths potassiques, lorsqu'ils ne sont pas étirés, sont quadrangulaires et de grande taille (2 à 5 cm) ; le quartz est amassé en glomérules ovoïdes ; la biotite, seul mica apparent à l'œil nu, est abondante, s'insinue en cloisons entre les minéraux blancs ou s'accumule dans leurs méats et est parfois étirée en petites flaqes ovoïdes, soulignant la linéation.

Ces roches constituent par leur faciès et leur gisement un accident remarquable au sein des faciès variés (mais surtout de gneiss fins et de micaschistes) où ils apparaissent. Ils forment en effet un niveau presque continu au flanc des montagnes séparant la Varaita-Gilba du bas Val Pô. Nous verrons qu'il est possible d'utiliser cette disposition comme un repère structural, compte tenu de l'association de ces granites avec des faciès accessoires particuliers : gneiss surmicacés, "pegmatites noduleuses", qui confèrent une certaine polarité à la "couche".

Il n'est pas possible d'établir une liaison génétique étroite entre ces faciès et les gneiss oëillés homogènes du type Freidour. En effet, si les faciès granitiques sont parfois inclus dans ceux-ci, ils en diffèrent par l'absence fréquente de toute foliation et peuvent en outre surgir parfaitement équants, avec des bords francs, dans des gneiss fins ou des micaschistes indemnes de feldspaths potassiques (chapelle de San Chiaffredo-Isasca).

Un autre type de problème est posé par les gneiss granitoïdes du Val de Susa : le granite de Borgone-Vaie. Celui-ci se situe au cœur de plis apparemment anticlinaux que dessinent des porphyroïdes arkosiques de cette vallée. C'est une roche grenue, localement porphyroïde, indemne de foliation, de teinte gris verdâtre. Le quartz y est très abondant, en petits agglomérats et nodules émettant des filaments dans la trame. Les feldspaths potassiques sont irrégulièrement répartis, bien automorphes, souvent gros (2 à 4 cm). Ils s'enveloppent souvent d'une pellicule fine, blanc verdâtre. Les micas constituent de petits nids verdâtres, feutrage de fines paillettes de chlorite, mica blanc et biotite. Quelques amas finement cristallisés, oblongs, de teinte vert clair, peuvent être d'anciens plagioclases épidotisés.

La situation de ce faciès granitique renseigne mal sur l'ensemble auquel il peut appartenir. Seuls les porphyroïdes arkosiques viennent à son contact et eux sont brutalement bien foliés, alors que le granite ne l'est jamais. Le dilemme est alors le suivant : ou bien le granite de Borgone-Vaie appartient comme son cadre à l'ensemble de Dronero et devrait alors s'assimiler aux porphyroïdes granophyriques, ou bien il appartient à l'ensemble des gneiss glanduleux et les gneiss à faciès Luserna qui le surmontent pourraient être des gneiss oëillés homogènes étirés, de type Mont Freidour, et qui ont un aspect voisin de celui que présentent les porphyroïdes arkosiques. Or, d'une part les gneiss leucocrates du Val Susa, assimilés aux faciès de Luserna, contiennent de nombreux niveaux micaschisteux détritiques évidents et, d'autre part, le granite de Borgone-Vaie n'a pas les structures microgrenues porphyriques des granophyres de l'ensemble de Dronero. En outre, les masses granitiques apparaissent au cœur de plis anticlinaux que dessinent son matériel encaissant, sans aucune transition lithologique, ni aucun étirement ou feuilletage. Tous ces faits permettent de penser que les bandes granitiques du Val de Susa appartiennent bien à l'ensemble des gneiss glanduleux. Il est cependant difficile de donner plus ample information sur la situation réelle du granite dans ce socle. Son apparence en affleurements allongés a des raisons structurales et il est impossible de savoir s'il constitue, sous sa couverture, un massif étendu (ce que pourrait laisser penser la comparaison qui en a été faite avec le granite d'anatexie locale du Grand Paradis, R. MICHEL 1955), ou bien s'il forme des sills et filons-couches analogues à ceux de la Varaita.

g) Les faciès accessoires.

- Les faciès surmicacés.

Aux abords des gneiss granitoïdes de la Varaita, le long du Val Gilba, et jusque dans les collines d'Isasca, les gneiss fins ou oëillés prennent souvent un faciès surmicacé particulier. La trame gneissique n'offre rien de particulier et reste tout à fait semblable à celle que l'on connaît, mais des plaquettes bien automorphes d'un mica vert clair, viennent l'envahir. Cette invasion va jusqu'à donner à la roche un aspect psammitique. Le mica verdâtre est généralement en fines paillettes, régulièrement réparties, mais localement, des cristaux de plus

grande taille (pouvant atteindre 1 cm) peuvent faire leur apparition. Le plus souvent le matériel phylliteux se dispose suivant la foliation, mais il est aussi très fréquent de le rencontrer dans une position quelconque, qui peut être tout à fait transversale au clivage de la roche. On peut voir une relation de cause à effet dans cet enrichissement subit en micas automorphes, quelconques sur la foliation, dans un secteur bien délimité, de 2 à 10 m d'épaisseur, au-dessus du banc de granite de Brossasco (si l'on prend le repère de la foliation qui ici a un pendage régulier vers le Sud et se trouve grossièrement parallèle aux épontes du banc granitique). Une sorte de greisenification des épontes d'une venue granitique tardive paraît envisageable. Mais nous allons voir que le problème se complique du fait d'un autre niveau intercalé entre le granite et les gneiss surmicacés.

- Les faciès "pegmatitiques" noduleux.

En effet, sur une étroite bande, qui n'est jamais fonction de l'épaisseur du filon-couche granitique, et peut varier de 50 cm à plus de 20 m d'épaisseur, apparaît, entre le granite et les gneiss encaissants une roche leuocrate formée de grandes muscovites flexueuses, de quartz jouant le rôle de ciment et de nodules verdâtres. Ce faciès s'observe bien à la sortie de Brossasco, par le chemin de Gilba, au-dessus de la chapelle de San Giacomo. On voit là les gneiss fins, très localement ocellés, se charger d'abord de micas vert clair, pour donner les faciès surmicacés qui laissent bientôt la place à la "pegmatite" noduleuse laquelle repose sur le granite de Brossasco (toujours en prenant la foliation comme repère de pendage).

Ce banc (?) "pegmatitique" se poursuit tout au long du sill méridional des gneiss granitoïdes de la Varaita, depuis Gilba jusqu'aux abords du Val Bronda. Pour la bande parallèle de gneiss granitoïdes du versant Pô, on retrouve les mêmes faciès, mais cette fois sous le granite (la foliation des gneiss pend toujours vers le Sud ou le Sud Ouest). Ils se développent de façon moins régulière, autant que permet de le juger la végétation touffue de ce versant, mais se rencontrent aussi bien dans les gneiss fins que dans les faciès ocellés. Au-dessus de Martiniana Pô, près du hameau de Parigi (Case Ramello, cote 860 m), de bons affleurements du niveau "pegmatitique" permettent des observations complémentaires. La roche y est toujours constituée par un tissu enchevêtré, non folié, de grandes muscovites centimétriques, soudées par du quartz finement cristallisé, parcouru de traînées violettes. Les nodules sont toujours présents, verdâtres, à consistance talqueuse, ou rosés. Ces nodules restent généralement centimétriques, mais peuvent parfois atteindre des dimensions beaucoup plus grandes : 10 cm ou même, par amas, 20 à 30 cm de diamètre. L'aspect est alors celui d'un conglomérat à cailloux non calibrés, s'emboîtant plus ou moins les uns dans les autres. Cependant, le poids de ces galets très lourds, invite à la réflexion. Un examen attentif montre que l'aspect globuleux habituel peut parfois prendre une allure nettement géométrique, mais ce n'est que l'étude pétrographique qui permettra d'y déterminer des grenats. (figure 32).

Ces niveaux extraordinaires, et dont on étudiera plus loin les paragenèses étonnantes, posent un certain nombre de problèmes qui ne pourront être discutés qu'après l'étude pétrographique. Le gisement curieux de ces roches est au nombre de ces questions, mais, d'ores et déjà, soulignons la polarité qu'il donne aux bancs granitiques.

- Les amphibolites.

Les niveaux amphiboliques sont fréquents dans l'ensemble des gneiss glanduleux. Ils ont presque toujours le même aspect à grain très fin, rarement constellé de petits grenats. L'œil ne peut y reconnaître que de fines aiguilles d'amphibole, noyées dans une pâte verdâtre très foncée, où les chlorites paraissent abondantes. Il est rare que cette trame soit mouchetée de fines albites arrondies qui donnent à la roche un aspect de prasinite.

Ces roches vertes se situent toujours dans les gneiss fins et micaschistes, sous forme de lentilles et poissons disséminés, dont l'analyse structurale montrera qu'ils sont le résultat d'un boudinage. La texture de ces boudins est zonaire. Ils s'enveloppent, au contact des gneiss, d'une croûte où micas et albites sont présents : l'aspect prasinitique est alors évident. Le cœur de ces ovoïdes répond beaucoup mieux à la description moyenne des amphibolites donnée ci-dessus.

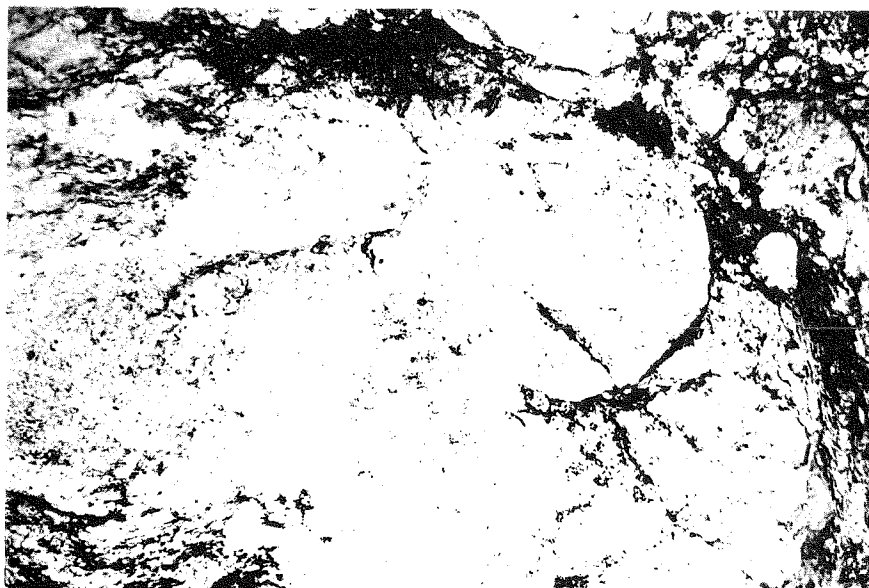


Fig. 32 - Aspect de la "pegmatite noduleuse" - Case Ramello - Parigi.
Le nodule central est pratiquement uniquement formé de grenat et de talc.
Noter ses formes grossièrement polyédriques. Son diamètre est de 25 cm.

Dans les masses importantes d'amphibolite, comme dans le vallon des Subiaschi, près du village de Bessè, au Nord de Bobbio Pellice, il se produit souvent une disjonction en nodules, qui a pu être interprétée comme un reste de structure en pillow-lavas (P. VIALON 1960b). Mais l'existence de coussins de laves épanchées dans l'eau ne doit pas être étendue aux proportions que laissaient entendre cette étude préliminaire. En fait, la plupart des débits en masses ovalaires que montrent les faciès amphiboliques du Massif Dora Maira sont dus à des phénomènes tectoniques de boudinage.

Cela impose une grande prudence dans l'interprétation de ces niveaux perdus au sein de leur matrice plus plastique en des noyaux isolés ou des bancs discontinus répartis au hasard dans tous les faciès mica-schisteux et gneissiques fins de l'ensemble des gneiss glanduleux. Si ce désordre et ces disjonctions en boudins épars sont un bel indice de l'ancienneté du matériel, ils ne pourront permettre aucune tentative de repérage, au moyen des passées amphiboliques, en vue d'une reconstitution de la stratigraphie ancienne du Massif Dora Maira (R. LEFEVRE et A. MICHARD 1965, p. 675).

2) Rapports mutuels des différents faciès et gisement de l'ensemble des gneiss glanduleux.

Avec l'étude des autres ensembles, on a dû aborder la question du gisement des gneiss glanduleux. Il est donc inutile de revenir sur leur définition de socle, qu'a pu confirmer l'examen de trop rares discordances (voir ensemble de Dronero : la discordance du col Clapier, et l'étude du gisement des faciès graphitiques). Soulignons cependant que les gneiss grossiers du socle peuvent jouer un rôle de jalon structural le long de certains plans de chevauchement. Ils apparaissent ainsi comme des lambeaux d'entraînement, copeaux rigides dans une masse plus plastique (écaillés occidentales par exemple, ou accidents de la région de Perrero).

En ce qui concerne les relations mutuelles des nombreux faciès de roches qui constituent ce socle, l'étude des affleurements a déjà pu apporter quelque lumière. Le rôle de "matériau d'emballage" que jouent les faciès gneissiques fins et les micaschistes associés est ainsi mis en évidence. C'est au sein de ceux-ci que se dispersent les gneiss amygdalaires qui naissent progressivement à leurs dépens ; c'est dans cette matrice que sont noyés les ovoïdes et bancs morcelés d'amphibolite, ou qu'apparaissent les filons leucocrates des "migmatites hétérogènes" du Pellice et ceux, sans doute plus récents, des "gneiss granitoïdes", qui transforment leurs abords, par un curieux enrichissement en mica blanc.

Un autre aspect de la question est abordé avec les gneiss œillés homogènes, et dioritiques. Les gneiss œillés sont souvent laminés sur leurs bordures et l'intense feuilletage qui accompagne le laminage est conforme à la foliation régionale des matériaux avoisinants, ou du gneiss lui-même. Cette disposition est acquise et contemporaine des recrystallisations syncinématiques. Elle n'apporte ainsi aucun enseignement sur les rapports normaux des gneiss et des matériaux où ils se rencontrent, les gneiss fins, en général.

De bonnes coupes existent pourtant qui montrent que le passage des gneiss fins aux gneiss œillés se fait de façon progressive, mais rapide. Ainsi en est-il par exemple au-dessous du Col Vallone, près de la Punta d'Ostaretta (Nord du Val Pô). Au col, les flancs sud de la montagne descendent en une pente douce vers le Sud Ouest : c'est une surface structurale. Les pentes nord sont abruptes et, dans les falaises, les affleurements sont excellents. Immédiatement sous le col, les faciès de gneiss fins à niveaux de micaschistes à nodules-microplis intrafoliaux, sont du type banal. Très vite, à moins de cent mètres de la crête, les micaschistes disparaissent pour laisser place à un niveau où les gneiss sont seuls, fins, très feldspathiques et bien foliés. Ces roches sont cependant encore d'un type habituel dans les faciès de gneiss fins, mais en moins de 10 m elles vont se charger progressivement en feldspaths potassiques. Ce ne sont d'abord que de petits granules (0,5 cm) aplatis, dont la taille contraste avec la trame fine avoisinante (grain moyen : 1 mm). Puis viennent de petits yeux effilés, dispersés, qui bientôt se multiplient et grandissent au point de constituer la majeure partie de la roche à amandes de microcline dépassant les deux centimètres. On aboutit ainsi, à une quinzaine de mètres des gneiss fins banaux, aux gneiss œillés, à l'aspect d'embranchites.

Ce type de contact de feldspathisation brutale se rencontre chaque fois qu'on a pu étudier les rapports des masses œillées dans les gneiss fins et se retrouve, en particulier, tout au long de la grande bande de gneiss œillés homogènes qui va des contreforts nord du Frioland jusqu'à la Varaita. Dans cette région, cependant, les bordures des gneiss œillés ont souvent l'allure particulière dont on a signalé la convergence de faciès avec les gneiss de Luserna.

Les passages des gneiss œillés homogènes aux gneiss amygdalaires sont rares. Chaque fois qu'on a pu les observer, ils montrent une transition parfaite par dispersion des feldspaths dans la trame phylliteuse. En même temps, les gros cristaux paraissent se carier et se transforment en la fine pâte composite habituelle des amygdales.

Ces relations impliquent une intimité étroite entre tous ces faciès. Gneiss œillés ou amygdalaires appartiennent à une même série dont la trame de base est constituée par les gneiss fins et micaschistes. Les filons-couches de gneiss granitoïdes venant traverser les faciès trame, il est assez naturel de retrouver ce même type de rapports lorsque les gneiss œillés forment, par exception, leur roche hôte. Il reste que l'on doit se demander s'il n'existe pas une liaison génétique entre gneiss œillés homogènes et faciès granitoïdes. C'est en effet l'hypothèse des gneiss œillés d'origine éruptive, qui surgit là. Communément, tous les gneiss œillés sont, en effet, considérés comme le résultat de l'écrasement d'un granite dont le faciès de Brossasco par exemple, serait un reste. Mais celui-ci est généralement équant ; il peut se retrouver indemne ou presque de foliation dans les gneiss fins ou dans les gneiss œillés ; il constitue une bande très continue dont les épontes subissent des transformations quelle que soit leur nature, fine ou grossièrement feldspathique. Les gneiss granitoïdes de la Varaita doivent donc être postérieurs à la série hétérogène qui les contient, et non en être l'origine.

Reste à considérer maintenant les gneiss dioritiques dans leurs rapports avec les faciès gneissiques fins, ou œillés-homogènes.

Le gneiss dioritique vient bien rarement au contact des gneiss fins. On y observe, sur un mètre ou deux, un liseré à faciès prasinitique, riche en phyllites foncées et globules feldspathiques. Comme toujours, cette étroite zone de transition est oblitérée par la foliation ultérieure. De ces minces observations, il est difficile de conclure ; mais la rapidité du passage, comme les évidentes textures à enclaves des gneiss dioritiques, permettent d'envisager favorablement l'hypothèse d'une roche éruptive intrusive dans l'ensemble des gneiss glanduleux.

L'étude des contacts gneiss "dioritiques" - gneiss œillés homogènes confirme ce point de vue. Leurs caractères sont tranchés ; le faciès transitionnel de prasinite peut être présent, il est toujours très mince et le passage se fait par enrichissement en minéraux noirs et affinement de la taille des feldspaths. C'est ce qu'avait constaté S. FRANCHI (1895) aux environs d'Albarea (Nord Est de Perosa Argentina), seule zone où les gneiss "dioritiques" peuvent se trouver au contact des gneiss œillés, mais sous une couverture d'altération considérable. La foliation semblable dans les deux formations rocheuses, enserre fréquemment dans les faciès œillés, des "bancs dioritiques" que S. FRANCHI considérait comme des filons. Ils n'ont jamais une grande extension et doivent s'assimiler à des apophyses de la masse "dioritique" remaniées et réorientées par la foliation ultérieure.

Si l'on rappelle enfin que les contours cartographiques de l'affleurement de Perosa paraissent se correspondre de part et d'autre de la pincée de faciès graphitiques qui le traverse, on aura une somme d'arguments qui permet d'intégrer les faciès "dioritiques" à l'ensemble des gneiss glanduleux où ils sont probablement intrusifs, et non à l'ensemble graphitique de Pinerolo (voir p. 130).

B - Pétrographie.

1) Les gneiss amygdalaires.

Quels que soient les gisements de ces faciès dispersés dans les gneiss et micaschistes, ils répondent pratiquement toujours aux mêmes caractéristiques et leurs paragenèses offrent peu de variantes.

Les amygdales peuvent souvent facilement s'extraire de leur trame qui est très micacée. De toute façon, elles paraissent former dans celle-ci des corps étrangers et leur taille ne permet pas souvent de les étudier dans leur contexte. Nous envisagerons donc successivement ces nodules composites, puis leur "ciment".

a) Les amygdales.

Leurs contours sont nets et généralement soulignés par les lits micacés du matériel gneissique encaissant. Leur masse apparaît dès l'abord comme un tissu homogène et comme craquelé, légèrement orienté selon la foliation générale.

Il s'agit d'une juxtaposition de cristaux d'albite amiboïdes, vaguement arrondis dans certaines sections, plus souvent allongés, malgré leurs bordures sinueuses. Chaque individu paraît lui-même formé par une mosaïque, légèrement désordonnée, d'éléments albitiques qui sont, de ce fait d'une cristallisation contemporaine de déformations, et dont les contours ovalaires des amygdales et l'allongement de leurs constituants sont également un reflet. Ces albites sont littéralement constellées de très fines inclusions (quartz, séricite, plus rarement épidote) qui oblitérent, avec le fin réseau de craquelures souligné par endroits par des limonites, tous les contours réels des cristaux hôtes.

Au sein de ces amas composites, il est bien rare de retrouver des restes d'un vieux feldspath potassique très démantelé. Il s'agit de microcline quadrillé montrant quelques

taches non maclées, à contours flous, qui sont des résidus d'orthose. Avant d'être albitisé, le microcline devait donc avoir une symétrie monoclinique que lui ont fait perdre les tensions liées aux épisodes de métamorphisme récent. Tous ces morceaux reconnus comme feldspaths alcalins ont une extinction commune et sont noyés dans le tissu albitique qui paraît les envahir. L'ancienne macle de Carlsbad du feldspath potassique peut parfois être reconnue dans ces restes plus ou moins dissociés, mais elle peut également subsister en filigrane dans le tissu albitique de remplacement. Les albites peuvent en effet montrer une extinction symétrique, ou presque, de part et d'autre d'une ligne qui doit être l'ancien plan d'accrolement de la macle. Cet aspect peut également être mis en évidence au moyen d'une lame auxiliaire, puisque l'orientation des axes optiques des albites n'est pas identique de chaque côté de la ligne idéale.

Malgré cela, l'homogénéisation par l'albite de la plupart des amygdales est générale et il n'est guère que quelques nids phylliteux (amas de fines paillettes de phengite mêlées à des tablettes fraîches de biotite verte exceptionnelles, ou cristaux de pennine bien plus fréquents, associés en éventails frustes) qui viennent la rompre. On peut penser qu'il s'agit là d'anciens minéraux inclus poecilolithiquement dans le feldspath potassique pseudomorphosé. Ces inclusions ont subi des recristallisations auxquelles peuvent être également rapportées quelques travées de quartz granoblastique qui arment la masse albitique.

Comme le suggérait déjà l'examen macroscopique, on est donc bien en présence d'une transformation presque totale d'anciens très gros cristaux feldspathiques, selon un processus dont toutes les modalités successives ont été maintes fois décrites dans les gneiss des Pennides. Il n'est rien à ajouter aux descriptions si précises de R. MICHEL sur les pseudomorphoses albitiques des microclines des faciès œillés du Grand Paradis : nous retrouvons ici les mêmes choses. Le feldspath potassique commence par être soumis à une craquelure généralisée, parfois orientée. Le feldspath ancien se résout en une accumulation d'échardes juxtaposées dont les allongements sont parallèles à la foliation de la roche. Dans les interstices ainsi créés commencent à progresser de fins cristaux jointifs d'albite de néoformation, peu ou pas maclés, souvent disposés en échiquier. Petit à petit, ces néofeldspaths prennent la place de l'ancien et, en raison de la libération, concomitante à cette pseudomorphose, de K et Si (voire éventuellement Ca), l'albite se constelle de granules et fines paillettes de quartz, épidote et séricite.

b) La trame gneissique.

La trame de telles amygdales a une texture gneissique très phylliteuse, assez banale. Sa composition minéralogique moyenne est la suivante (volumes pour cent) :

quartz	25 à 30
albite	28 à 35
phengite	10 à 25
biotite (verte et brune)	5 à 20
minéraux accessoires (épidote, zoïsite, sphène, apatite, oxydes de fer, exceptionnellement : grenat)	8 à 10

Les fortes variations dans la proportion des micas blancs et colorés reflètent leur fréquent remplacement l'un par l'autre ou l'aspect souvent nettement micaschisteux du "ciment" des amygdales.

Le quartz est généralement en petits cristaux granoblastiques, assemblés en lits contournés et minces, parfois replissés sur eux-mêmes. Il s'est le plus souvent nettement dissocié des lits micacés et des nodules feldspathiques, mais peut s'associer à de petites albites aux contours arrondis, à des granules fins d'épidote, ou à des cristaux de calcite amiboïdes.

L'albite (An 0-2), qui s'agrège de temps en temps en amas englobant de fines paillettes micacées et des globules de quartz, est le plus souvent en cristaux arrondis, bien plus volumineux que tous les autres constituants. Par place les cristaux albitiques peuvent être anguleux

et subautomorphes. Alors ils recoupent les feuillets micacés à l'emporte-pièce, en incluant des débris ou non. Il est rare que ces albites soient maculées, mais certains gros phénoblastes peuvent l'être de façon très désordonnée (macles de l'albite et de Carlsbad associées).

Les micas forment des lits souvent flexueux et, lorsque l'albite est abondante, lui constituent même des cloisons. Il arrive que ces lits se renflent en amandes, ou dessinent des replis intrafoliaux, un peu analogues à ceux des micaschistes. Il s'agit d'un mélange de micas blancs et colorés, toujours mêlés à de gros granules d'épidote, de zoïsite, voire à des traînées de sphène et de grenats. Les phengites forment le plus souvent le feutrage orienté. Dans les interstices des paillettes claires, à léger pléochroïsme dans les tons vert clair, s'installent des biotites vert kaki ou nettement brunes, et très pléochroïques. Ce sont des néominéraux comme l'indiquent leurs relations avec les phengites, mais aussi leur disposition souvent transverse sur le feuilletage du mica blanc.

Des micas à facture ancienne peuvent subsister. Leur antériorité est attestée par leur situation : ils sont en traînées étroites, tordues et effilées qui longent les lits quartzitiques. C'est une biotite brun rouge à nombreux exsudats ferrugineux. Des amas de grands cristaux de teinte claire mais aux clivages soulignés par des traînées d'oxydes de fer et de sphène en fines granulations peuvent aussi se rencontrer. Ils contiennent alors très souvent des zircons auréolés d'un halo jaune sale, à léger pléochroïsme. Ces amas sont environnés par un tissu compliqué de phengite et biotite brune ou verte, qui les corrode. Enfin, un autre cas est celui d'une biotite brun rouge aux cristaux de bonne taille, mais un peu tordus et aux clivages marqués par de fins exsudats opaques. Elle s'enveloppe de la biotite vert kaki, à la manière dont se produirait une chloritisation.

On a donc ici très nettement deux générations de micas, la phengite d'abord, la biotite vert kaki ou brune ensuite, pouvant devenir envahissantes et tendre à remplacer les vieilles phyllites, ici décolorées, là simplement déformées, mais le plus souvent accompagnées de fines granulations de sphène et d'épidote.

Il faut souligner qu'il est exceptionnel de rencontrer des chlorites. Quand elles existent (par exemple Bric Brariont, dans le haut Val Pellice), elles s'associent toujours avec la biotite verte. Il s'agit de pennine fraîche qui, loin de naître de vieux matériel, syncrystallise avec les micas de néoformation.

Les granules de sphène et de grenats paraissent jouer un rôle dans le processus de biotitisation. Ils sont, en effet, très souvent corrodés et c'est généralement autour d'eux que les lits phengitiques sont le plus enrichis en micas colorés.

De telles paragenèses, aussi bien en ce qui concerne les amygdales que la trame gneisso-micaschisteuse où elles sont serties, traduisent une évolution complexe. La roche initiale, qui devait être un gneiss très grossièrement œillé à biotite, nous est parvenue après un stade de phengitisation lié à des déformations s'accompagnant et se prolongeant par un épisode plus calme, à recristallisation envahissante de biotite. En même temps, s'opérait une ségrégation des différents constituants que reprenait enfin la venue albitique dont les anciens feldspaths potassiques ont été la source.

Il est cependant difficile de situer exactement la recristallisation albitique, et il est probable qu'elle s'échelonne tout au long des différents stades. En effet les amygdales, maintenant albitiques, contiennent de la chlorite de façon habituelle, alors que cette dernière est l'exception dans la trame gneissique. En outre, on a vu que le microcline a commencé par être de l'orthose, puis tout en perdant ses symétries, s'est morcelé, le tout probablement au cours d'un stade de déformation générateur de tensions. C'est au même temps, sans doute, que se crée la phengite qui se replisse en structures intrafoliales. Mais les amygdales, bien qu'étirées, ont conservé une vague forme du cristal ancien. Il faut donc penser que dès ce moment l'albite prenait sa place et scellait la déformation en cours et les premières transformations comme la chloritisation, en même temps que sa formation libérait potasse et silice immédiatement utilisées par les micas. Il reste que l'albite a continué à croître par la suite, puisque certains de ses cristaux recoupent à l'emporte-pièce les lits phylliteux. Ces dernières croissances

albitiques devaient être contemporaines de la néoformation de la biotite, qui se moule sur le feldspath sodique et y est rarement inclus.

Cette histoire peut être déduite de la structure et des associations minérales offertes par n'importe lequel des gisements des faciès amygdalaires. Quelques variantes existent pourtant : la phase de biotitisation est faible dans les gneiss amygdalaires de la Varaita (région de Melle), elle est, au contraire, intense dans la région de Paesana (Val Pô), où la biotite peut même aller jusqu'à supplanter totalement la phengite. Enfin, dans la couleur de la néobiotite, de subtiles différenciations peuvent être suggérées. Verte, le plus souvent, dans les gneiss amygdalaires des écaïlles occidentales (Grangie della Gianna dans le haut Val Carbonieri), le jeune mica coloré est plus nettement brun acajou dans la région du Pellice moyen et dans les masses du Vandalino, alors que la région de Paesana et en bordure de la plaine padane les mêmes gneiss ont une biotite kaki. On a déjà discuté de l'intérêt de l'examen de ces couleurs de la biotite (C. BAHEZRE, R. MICHEL et P. VIALON 1965), ou même tenté une zonéographie grâce à ses colorations (A. MICHARD 1962). C'est là chose délicate en raison de la subjectivité de ces caractères de teinte. Aussi, nous en tiendrons-nous au fait important de la néoformation du mica, réservant à la carte zonéographique l'essai d'une utilisation de sa couleur (voir planche hors texte n°II).

2) Les gneiss ocellés homogènes.

a) La masse du Freidour - Cugno Alpet.

C'est vraiment dans ces montagnes que les gneiss ocellés répondent le mieux au caractère d'homogénéité qui les définit. Il existe cependant des variations depuis le cœur de la masse bien disséquée par les torrents, surtout sur la face padane, jusqu'à ses bordures où elle entre en contact avec les niveaux de l'ensemble graphitique. Ici, la roche prend des faciès étirés, là elle est presque équante et d'aspect granitique comme dans les bases du Mont Freidour ou le "golfe" de Cantalupo-Frossasco par exemple.

- Les faciès équants répondent à la composition moyenne suivante (en volumes pour cent) :

quartz	35 à 40
microcline	30 à 35
oligoclase (y compris ses produits de démantèlement)	25 à 32
micas (surtout biotite)	7 à 10
minéraux accessoires (épidotes, sphène)	2 à 3

Le quartz est toujours en grandes plages contournées composées de cristaux de taille irrégulière, de plus gros étant enrobés par une purée de plus fins en une belle structure en mortier. Ils ont toujours une extinction onduleuse.

Le microcline est en gros cristaux moirés ruiniformes. Leurs contours sont vaguement quadrangulaires, mais toujours rongés par des albites fines, souvent en auréole irrégulière, maclées et séparées du feldspath potassique par un agglomérat de bourgeons myrmékittiques qui, eux, attaquent la microcline. Le même phénomène se produit dans des cassures qui parcourent le gros ancien feldspath. Ces cassures prennent souvent la place de fuseaux de perthite, dont l'albite se présente généralement sous forme de files de granules ou peut être conservée sous les aspects flous primitifs.

Les plagioclases sont rarement conservés. Le plus souvent, ils sont remplacés par des amas à grossiers contours quadrangulaires d'albite très fine, associée à des granules de quartz, des paillettes de séricite et des baguettes d'épidote. Il est fréquent d'y voir se développer des lamelles orientées de biotite verte et fraîche. Parfois, au cœur de ces amas, subsiste un reste du plagioclase ancien très corrodé, constellé de baguettes d'épidote. Il montre alors une belle

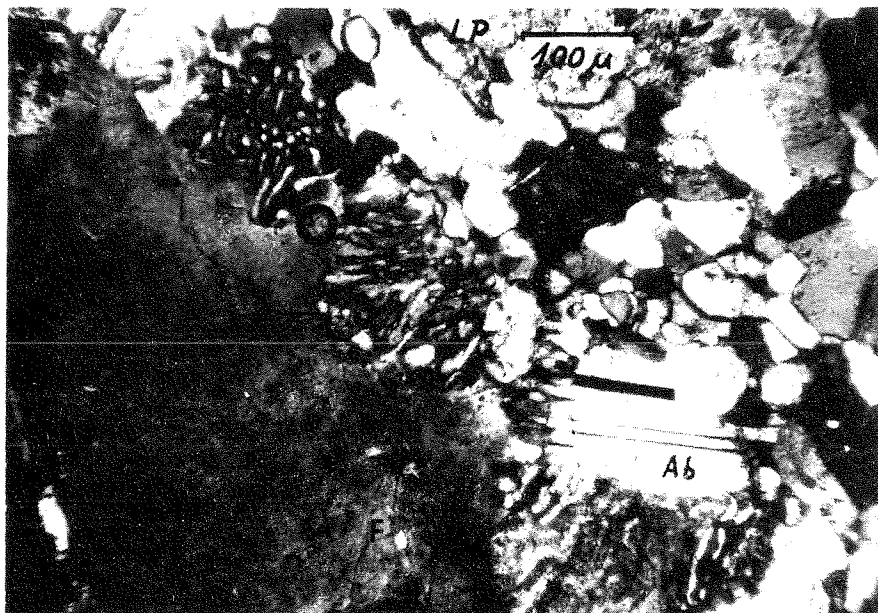


Fig. 33 - Interposition de bourgeons de myrmékite dans l'albitisation des feldspaths potassiques (F) des gneiss œillés du Mont Freidour.

transformation zonaire. Le pourtour est une albite fraîche (An 6) maclée, alors que le cœur sali d'épidote est un oligoclase (An 10-15).

L'albite non maclée, envahissante, est rare et ne provient que de la transformation des anciens feldspaths potassiques ou calco-sodiques, dont elle occupe exclusivement la place.

Les micas sont généralement groupés en nids ou en amandes peu étirées. Il s'agit surtout de biotite brun rouge en grandes lamelles tordues et cassées, souvent corrodées. Elle est fréquemment tachée par un nuage de sphène et de fines épidotes. Ses bordures sont parfois finement morcelées et peuvent alors être remplacées par un feutrage de paillettes fraîches de phengite, auxquelles s'associe rarement une biotite verte. La pennine peut être présente. Elle est rare et provient de la destruction des anciens cristaux de biotite, qu'elle corrode en se mêlant d'exsudats ferro-titanés.

Parmi les minéraux accessoires, le sphène peut constituer de gros cristaux souvent corrodés. Il en est de même pour la zoïsite qui est en baguettes, formant des amas enveloppés de fins granules de pistacite. Dans ces amas se rencontrent assez fréquemment de beaux cristaux d'allanite.

Il ressort nettement de cette étude qu'on est en présence d'une roche grenue granitique peu transformée. La présence d'enclaves surmicacées, à bords nets, confirme ce point de vue. Dans ces enclaves, outre la biotite brun foncé, en plages amiboïdes corrodées, se rencontrent une profusion de granules d'épidotes et de sphène souvent très corrodés par de fines albites envahissantes qui prennent là de l'importance, au contraire du quartz, qui est rare, en petits granules arrondis.

D'autres enclaves, plus volumineuses, se rapportent à un encaissant subsistant en septa dans la roche granitique. Leur composition est celle d'un gneiss fin ou celle de quartzite à phengite et chlorite magnésienne (enclaves de Balangero, au Sud de Giaveno).

Lorsque de telles roches s'étirent, le premier résultat est une disparition totale des résidus d'oligoclase. La purée quartzo-albitique qui les remplace s'étire en lits finement cristallisés, dans lesquels de plus, l'orientation devient évidente, car les biotites vertes y prennent de l'importance aux dépens des granules d'épidote et des paillettes de séricite qui tendent à disparaître. En même temps, les plages quartzeuses commencent à former des lits de cristaux granoblastiques, pendant que les feldspaths potassiques, plus résistants, se contentent de s'étirer en amandes aux extrémités plus richement albitisées. Quant aux micas, ils conservent leur disposition en nids, mais, eux aussi s'étalent en un morcellement des anciennes biotites qui se voient enrobées et même remplacées par un feutrage phengitique, mêlé à de fines granulations à épidote, sphène et oxydes de fer.

- Les faciès de bordure des gneiss ocellés.

A partir des faciès équants nettement granitiques, toutes les transitions existent vers les faciès étirés, nous venons de le voir. Mais de ceux-ci où la nette structure gneissique en mortier est la règle, peuvent naître des faciès de bordure, dont l'aspect rappelle un peu celui des gneiss de Luserna. En fait, ce qui prévaut dans ces roches, c'est l'envahissement par l'albite, jusqu'alors mesuré, et le remplacement presque total des micas bruns anciens par des lits phengitiques, dont on avait constaté l'amorce dans les faciès étirés.

L'albite forme en effet le minéral le plus abondant dans ces roches. Elle est souvent en nodules de cristaux granoblastiques, associés au quartz nettement subsidiaire et de formes plus arrondies. Mais elle peut aussi envahir les autres constituants sous l'aspect de cristaux automorphes de grande taille, maclés Carlsbad, toujours poecilitiques (quartz, épidote, micas).

Au milieu de ces amas feldspathiques sodiques, le microcline quadrillé laisse de minces résidus aux contours amiboïdes rongés par les grandes albites environnantes. Les lits micacés contournent les éléments blancs en niveaux minces, flexueux, discontinus. La biotite ancienne est toujours présente, soit sous forme d'amas tordus, de morceaux tachés par les oxydes de fer et les épidotes, envahis par les paillettes de phengite, soit avec l'aspect de grands cristaux chloritisés ou décolorés, aux clivages garnis d'oxydes de fer. La phengite réunit ces épaves dans ses lits qui contiennent toujours de nombreux granules d'épidote et de zoïsite. La biotite de néoformation est très localement présente ; kaki vert, ou brune, elle s'associe généralement aux lamelles de phengite, mais peut aussi s'individualiser en plaquettes automorphes dans la trame désordonnée quartzo-albitique, à quoi elle confère une orientation.

Au total, ces faciès ne se rapprochent guère des gneiss à l'aspect granitique auxquels ils sont pourtant liés par tous les passages transitionnels souhaitables. L'albite envahissante, imposant sa marque, a suffi pour transformer totalement les vieilles structures, mais les restes de biotite ancienne et les minces ruines de microcline permettent de rappeler la roche primitive. Quelques filons se poursuivent des faciès granitiques du cœur de la masse gneissique jusqu'à ses bordures et donnent aussi des éléments pour unir en une même famille toutes ces formations qui, en définitive, s'éloignent fortement des gneiss de Luserna auxquels seul un examen rapide de l'affleurement pouvait faire penser.

Les filons sont de trois types. Ou bien ils sont uniquement quartzeux, avec quelques rares orthoses disséminées dans leur masse ; ou bien ce sont des aplites claires, dont seul le gisement permet de se faire une opinion, car l'échantillon montre de nets aspects gneissiques. Ces types sont les plus fréquents. En quelques points, existent d'étroits niveaux de roches noires, très richement micacées dont on peut imaginer qu'il s'agit d'anciens filons lamprophyriques (Sud de Roreto-Chisone, sous Chasteiran).

Les "aplites" montrent un très fin tissu granoblastique de quartz et albite où se détachent, très sporadiquement, quelques résidus albitisés de microcline et, beaucoup plus souvent, des

phénoblastes d'albite globuleuse et poecilitique. Ça et là, quelques nids épidotiques, avec quelques paillettes de phengite et de biotite résiduelle, tachent cette roche très leucocrate.

Les "lamprophyres" sont, au contraire, presque exclusivement constitués par de la biotite brune qui se dispose en une belle structure lépidoblastique. Cependant, cette biotite est de formation récente : elle se développe en effet aux dépens de très nombreuses aiguilles de hornblende bleutée, dont il ne reste que des ruines enveloppées par le mica. Des granules de sphène, d'épidote et de zoïsite, auxquels s'associent des grenats aux contours corrodés par la biotite, de la calcite qui comble les méats et de fines touffes de clinocllore, dont le développement est contemporain de celui de la biotite (associations lamelles à lamelles), forment le reste du fond de la roche. Il s'y superpose les inévitables globules d'albite, non maclés, toujours poecilitiques (épidote, séricite, amphibole, mais jamais, ou très exceptionnellement, la biotite), qui donnent à la roche un aspect de prasinite. Enfin quelques rares quartz se moulent sur les paillettes micacées.

Après avoir passé en revue les seuls faciès qui constituent la masse de gneiss œillés du Freidour - Cugno Alpet, il est cependant possible de faire le point. Avec leurs zones de bordure très albitisées, où la phengite tend, en outre, à remplacer les anciens micas dans ses lits, avec les zones étirées passant à des roches à facture granitique indubitable, et aussi avec la présence de chevelus filoniens, ces faciès ne peuvent être que d'anciens granites constituant un massif dont la complexité n'est qu'une marque récente.

Les différentes évolutions métamorphiques, essentiellement fonction de la position des roches dans un bâti en voie de transformation, ne peuvent cacher ce caractère surtout lorsqu'on peut suivre, sur le terrain, ou en lames minces, toutes les transitions successives de l'une à l'autre d'entre elles. Elles se réduisent d'ailleurs à peu de faits : avant tout étirement important, l'albite est rare et se cantonne exclusivement aux pourtours des anciens phénocristaux de microcline ou à ses perthites. Les anciens plagioclases gardent leurs contours automorphes, mais se pseudomorphosent en un tissu saussuritique où des fantômes peuvent subsister. Les biotites se déforment, tendent à se morceler et à être envahies par un feutrage de phengite. Le quartz prend une structure en mortier. Dès que l'étirement intervient, l'albite commence à envahir la roche et la structure devient gneissique par effilement et aplatissement des restes saussuritiques de plagioclases et des granulations quartzzeuses, pendant que les micas de plus en plus phengitisés s'alignent en lits. C'est là qu'intervient aussi la biotite nouvelle, vert kaki ou brune. Le processus va s'exagérant sur les bordures de la masse, où les seuls restes importants sont les microclines qui sont cependant de plus en plus corrodés et ruiniformes.

C'est cette histoire simple qui va pouvoir servir d'étalon dans les autres gisements de gneiss œillés moins homogènes, peut-être parce que plus étroitement encadrés dans un contexte structural plus compliqué. Nous verrons plus loin qu'elle peut être étayée par des considérations pétrochimiques et l'on peut pressentir, compte tenu de ce que l'on connaît de l'évolution pétrologique des autres ensembles, qu'elle reflète bien, au niveau du socle du massif, les différentes étapes traversées.

b) Le linéament gneissique Pô - Varaita.

C'est dans cette longue bande de gneiss œillés, où alternent des zones étroites et des renflements importants, que vont pouvoir être examinés les faciès d'étirement avec des variations que n'offraient pas toujours les affleurements plus unitaires du Mont Freidour.

Dans la région du Pô, et surtout dans les montagnes qui séparent sa vallée de celle du Pellice, les faciès de gneiss œillés ont presque toujours un aspect étiré, à yeux feldspathiques effilés. Mais cet étirement peut être plus intense : aux abords de la discontinuité tectonique du haut Val Luserna par exemple. Examinons d'abord le faciès œillé banal qui affleure dans les gorges du Pô en amont de Calcinere ou dans les crêtes satellites du Frioland (Cavallo - Cassa Bianca). Il correspond absolument aux faciès étirés préluant à l'envahissement albitique de la région du Freidour, où les anciens plagioclases ont donné des lits fins quartzo-albitiques à granules d'épidotes et

où les microclines sont ruinés en grande partie par des cassures où progresse l'albitisation. Les lits micacés sont toujours constellés de cristaux d'épidote et zoïsite, souvent gros. Il s'agit surtout de phengite avec des extrémités et des interstices envahis par la biotite de néoformation, vert foncé ou brune, à fort pléochroïsme. La biotite ancienne n'est pas absente, mais elle est réduite à de minces filaments flexueux ferruginisés, ou à des cristaux tordus et morcelés presque totalement décolorés, aux clivages marqués par des exsudats ferrugineux et à inclusions de zircons à auréoles pléochroïques. La chlorite est exceptionnelle et se rencontre en paillettes dispersées, rarement liées à une biotite quelconque.

Lorsque les étirements sont plus importants (carrières de l'Alpe Barmasse sur le versant Luserna), qui se marquent sur l'échantillon par un fin feuilletage, les recrystallisations sont également plus marquées. Le quartz, qui avait primitivement une structure en mortier, aux extinctions onduleuses, dessine alors des lits très continus de cristaux granoblastiques, à extinction normale. L'albite commence son envahissement généralisé en cristaux automorphes, recoupant les autres constituants à l'emporte-pièce et ne laisse plus apparaître les anciens microclines que sous forme de rubans morcelés. Quant aux lits micacés, surtout constitués de phengite en feutrage bien réglés, ils deviennent plus riches en néobiotite brune qui occupe les interstices ou les bordures des feuillets phengitiques associés. La biotite ancienne disparaît presque totalement.

Les faciès de bordure, bien développés dans le Val Gilba par exemple, représentent, quant à eux, les zones où l'albite prend le maximum de son développement. On en voit la croissante imbibition depuis les gneiss œillés normaux qui subsistent (région de la Varaita-Melle) au sein des faciès albitiques. Le microcline devient épisdique, réduit à une dentelle, rongée par les cristaux automorphes d'albite, et salie par des argiles fines. Le quartz ne s'organise plus en lits, et forme des amas de quelques cristaux granoblastiques, dispersés au milieu des albites. Les micas deviennent abondants et, à côté de la phengite envahissante, et de rares résidus de biotite ancienne très décolorés, la biotite nouvelle, à très fort pléochroïsme (jaune pâle à vert kaki foncé), prend un développement important. Dans le Val Gilba, elle s'associe quelquefois à de fines baguettes de hornblende bleu vert, mais c'est une apparition locale que l'on ne retrouve pas aussi communément dans ces faciès que les grandes épidotes en cristaux amiboïdes se développant autour d'un cœur automorphe de zoïsite ou d'allanite qui, elles, sont courantes.

Ce sont de tels faciès, à albitisation et phengitisation exagérées, qui constituent les zones de passage des gneiss œillés aux gneiss fins, que l'on a pu décrire sur quelques mètres au Col Vallone.

En résumé, les faciès de la grande masse gneissique étirée des contreforts septentrionaux du Frioland, jusqu'à la Varaita offrent peu de caractères originaux par rapport à ceux du Freidour. Il est cependant bien exceptionnel d'y retrouver les zones nettement granitoïdes que l'on a reconnues au Nord. Mais les faciès étirés, aux aspects embréchitiques, sont parfaitement équivalents ici et là. La présence d'enclaves surmicacées a été signalée également dans les deux cas. Il est donc possible d'en déduire qu'il s'agit bien aussi d'une vaste masse granitique fort remaniée par des recrystallisations et des étirements congénères, le tout étant absolument analogue à ce que l'on rencontre dans la masse du Freidour.

L'étude de cette région apporte cependant une note originale. C'est celle de la position et de la signification des faciès suralbitiques bien foliés de bordure, que l'on a retrouvés dans le Val Gilba, comme au Col Vallone ou sur les lisières de la masse du Freidour. Ces faciès constituent un terme de l'évolution des roches riches en feldspathes potassiques, avec lesquelles existent toutes les transitions. On doit pouvoir penser que les phénomènes d'albitisation et de phengitisation qui les caractérisent sont liés en ce que la destruction du microcline par l'albite née à ses dépens entraîne une libération de silice et de potasse, immédiatement réutilisées par les micas (J. LAMEYRE et M. ROQUES, 1964). Ces transformations sont également contemporaines de laminages intenses des épontes des masses granitiques initiales. Une simple différence lithologique suffirait à expliquer l'apparition du feuilletage mécanique, mais celui-ci se relie aussi à la foliation régionale. Il s'agit donc d'un phénomène beaucoup plus général qui, comme cette foliation, est né dans les déformations tectoniques qui dessinèrent l'architecture du massif tout entier. Quoi qu'il en soit, cette disposition planaire se fait jour petit à petit dans les structures

étudiées dans les gneiss œillés et il est évident qu'elle n'est pas primitive, mais acquise. Il est assez satisfaisant qu'elle soit développée au maximum dans des faciès de bordure, où elle accompagne les transformations les plus poussées. Ainsi s'explique mieux le passage rapide des gneiss fins aux faciès œillés. Le contact était dès l'origine brutal, et les aspects de la progressive apparition des gros feldspaths, décelables en une dizaine de mètres sur les affleurements du Col Vallone par exemple, sont uniquement dus à une évolution plus poussée des éponges de la masse granitique originelle.

3) Les gneiss "dioritiques".

Nous avons vu que les caractères macroscopiques de ces roches et leur type de gisement pouvaient conduire à l'hypothèse qu'il s'agissait d'un faciès lié aux gneiss œillés mais intrusif dans ceux-ci. De fait l'analyse pétrographique montre que ces roches, quelle que soit leur situation, ont une homogénéité remarquable. Presque partout leur composition minéralogique est la suivante :

quartz
albite
biotite brune
clinocllore
homblende bleu vert
zoïsite et épidotes (saussurite et autres)
minéraux accessoires (grenats, apatite, sphène calcite, oxydes de fer).

La structure tend vers celle d'une prasinite à grain fin, à amas micacés désordonnés, séparés par des cristaux globulaires d'albite plus grossiers, tendant à l'envahissement.

Autour de cette composition, les variations résident surtout dans la teneur en quartz, jamais très abondant, ou dans la proportion des restes d'amphiboles, souvent totalement remplacés par la biotite.

En règle générale, le quartz est amassé en petites concentrations globulaires de cristaux fins granoblastiques, ou dispersé en granules isolés entre les amas ferromagnésiens.

L'albite constitue un fond de cristaux à bords flous, scellant tous les autres minéraux en une structure poecilitique généralisée, où seule la biotite est peu représentée. Ces cristaux albitiques peuvent parfois s'individualiser un peu mieux sous forme de globules sécants, ou bien constituer de fins amas polycristallins, bourrés de baguettes de zoïsite et d'épidote. Ces amas saussuritiques sont souvent en lentilles effilées, mais conservent aussi localement des contours quadrangulaires qui schématisent les aspects résiduels d'anciens plagioclases jamais déterminables.

L'amphibole est toujours résiduelle. Il s'agit d'agglomérats d'aiguilles juxtaposées, provenant du bris de cristaux plus gros, envahis par les phyllites. Elle conserve très occasionnellement un cœur flou de teinte brune, qui doit être une homblende, difficile à déterminer en raison des nombreux granules de sphène, d'épidote et d'oxydes opaques qui la constellent. Dans ce cas, ses bordures deviennent très vite bleutées à verdâtres et sont d'un type ouralitique. C'est sous cet aspect vert que l'amphibole est le plus souvent conservée. Mais, très vite, elle est corrodée par les phyllites (surtout biotite et clinocllore), qui l'envoloppent de toutes parts en un feutrage désordonné, mêlé de grains de zoïsite et épidote.

Les phyllites sont toutes de néoformation. Les plus courantes sont les biotites, brunes, à contours amiboïdes, envahissantes, ou en paillettes fraîches, constituant des amas lépidoblastiques, toujours garnis de granules épidotiques. De tels assemblages contiennent fréquemment aussi des files contournées d'inclusions opaques qui se pour-

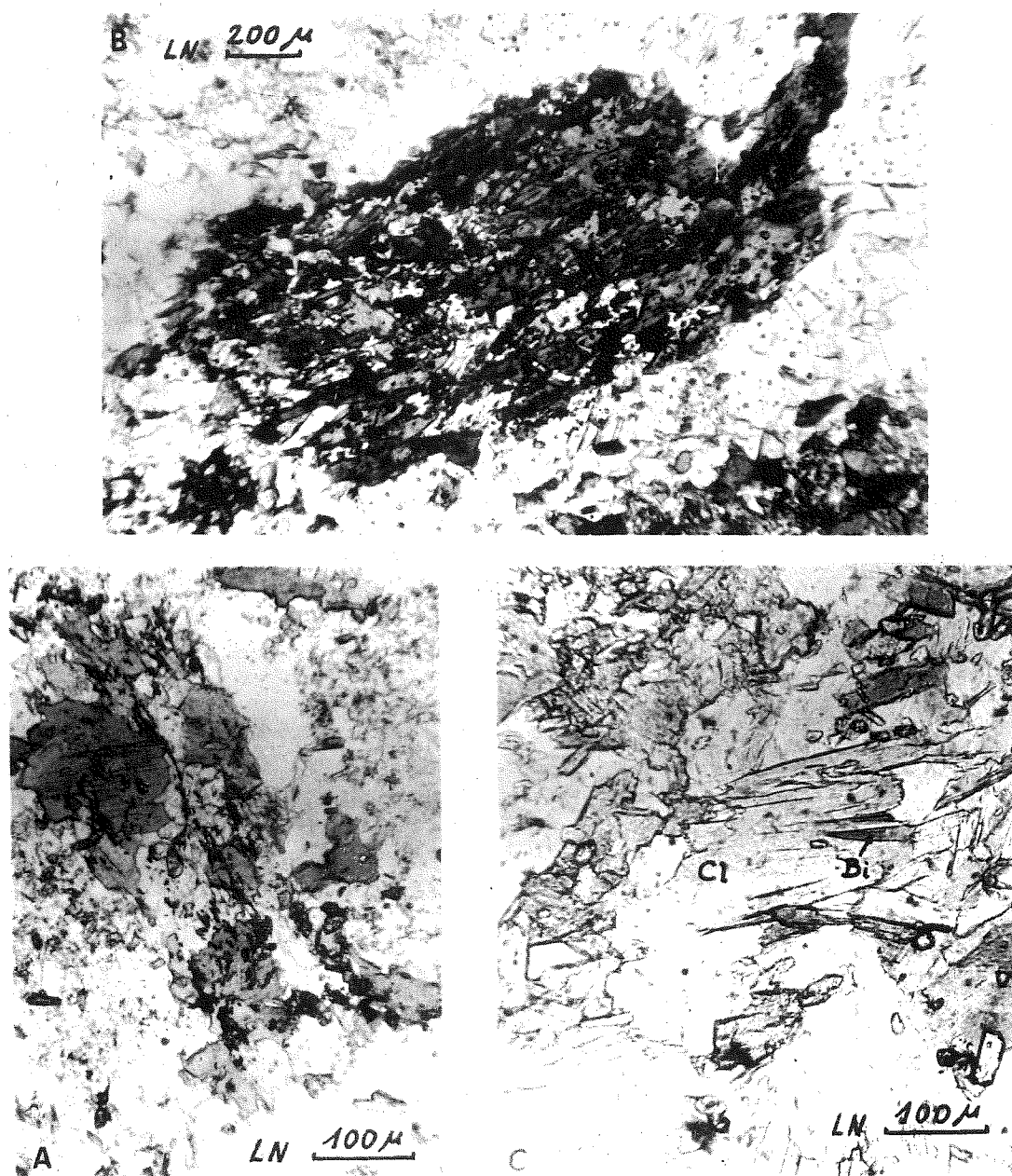


Fig. 34 - Micrographies des phyllites des gneiss dioritiques.

A : Files de granulations (oxydes de fer et épidotes) dans la néobiotite.

B : Amas de paillettes de biotite, pseudomorphose et morcellement d'un ancien cristal (Biotite ou Amphiboles ?).

C : Syncristallisation de biotite (Bi) et de clinochlore (Cl), interstratifiés lamelles à lamelles.

suivent dans le mica, sans égard pour sa disposition et ses clivages. L'aspect est alors semblable à celui que présentent les albites récentes, dont les inclusions alignées conservent leur disposition originelle. Quelquefois, ces rassemblements confus de paillettes de biotite gardent les contours extérieurs de la plaquette du vieux minéral qu'elles pseudomorphosent (ancienne amphibole ?).

Sur les bordures des faciès dioritiques, les amas phylliteux se compliquent du fait de l'apparition de phengite. Celle-ci prend la place, avec les habituelles inclusions, du vieux minéral, puis, à son tour, est envahie sur ses bords et dans ses interstices par la biotite brune. Mais les associations avec les paillettes de clinocllore sont beaucoup plus régulières. Les feutrages biotitiques se mêlent alors de façon intime, aux lamelles de clinocllore, qui cristallisent en même temps et participent à la destruction des hornblendes. Biotite et clinocllore sont en associations syncristallines, des coins du mica pénétrant dans la chlorite et réciproquement, à la manière des associations phengite - biotite maintes fois décrites. Jamais l'une n'est l'altération de l'autre.

Toutes ces roches sont extraordinairement riches en épidote et zoïsite, dont les grains, ou tablettes automorphes, constellent tous les autres minéraux. Il est fréquent d'y retrouver des cristaux d'allanite qui servent de germe à un développement de zoïsite.

Au total, les gneiss dioritiques apparaissent comme des faciès voisins des prasinites, nés à partir d'un matériel finement grenu à amphibole, plagioclases automorphes et rare quartz. Toute la portion phyllites, épidotes, albite est acquise et contemporaine des déformations qui orientent macroscopiquement la roche, mais apparaissent mal à l'étude micrographique, où l'aspect désordonné des biotites prévaut.

Cette évolution fort parallèle à celle des gneiss œillés, a pu remanier une ancienne roche grenue à microgrenue, de composition dioritique, peu quartzique. L'étude pétrochimique permettra ultérieurement d'apporter quelques précisions à cet égard, mais les enclaves très fines, à bords francs, si abondantes dans les gneiss dioritiques, apportent des arguments à cette hypothèse. Leur seule présence et leurs formes constituent déjà un indice dans ce sens. Leur composition minéralogique en est un autre. Elles présentent, en effet, une structure très fine, totalement oblitérée par un saupoudrage ténu de granules de zoïsite, épidote et sphène et l'envahissement habituel par les phénoblastes amiboïdes d'albite. Au travers de ces éléments, on constate une absence presque totale de quartz et une grande abondance d'aiguilles d'amphibole bleu vert, conservant, de temps à autre, leur cœur de hornblende brune. Malheureusement, là encore, une biotitisation est intervenue, qui corrode ces restes de façon confuse. Malgré cela, on doit penser qu'il s'agit bien d'enclaves homogènes plus basiques et probablement microgrenues à l'origine, bien classiques dans les masses granitiques ou granodioritiques intrusives. La présence de filonnets mélanocrates, actuellement à faciès prasinitique vrai (carrière de Malanaggio par exemple), vraisemblables anciens lamprophyres, dont la composition minéralogique est celle des enclaves, apporte sa caution et un critère supplémentaire à ces hypothèses.

4) Les gneiss fins et micaschistes et les roches associées.

C'est le matériel de base, véritable lien entre les différents faciès de l'ensemble des gneiss glanduleux. Leur pétrographie varie peu dans tout le massif, entre les deux extrêmes : micaschistes généralement à nodules phylliteux d'une part, et gneiss albitiques d'autre part.

Toutes les transitions existent entre ces deux pôles où, seule, la richesse relative en quartz et albite par rapport aux phyllites est déterminante. Mais il est nécessaire de souligner que les faciès massifs, quartzo-albitiques, paraissent constituer des bancs discontinus ou des lentilles d'extension plus réduite dans la masse phylliteuse. Les déformations ne doivent pas être étrangères à ces dispositions, dont on peut penser qu'elles résultent de la dissection de niveaux originellement bien distincts et beaucoup plus continus, comme les amphibolites en offrent des exemples plus facilement remarquables.

a) Le pôle micaschisteux.

Presque toujours plissoté à l'extrême, et souvent à faciès nodules-plis intrafoliaux, sa composition minéralogique qualitative moyenne est la suivante :

quartz
phengite
biotite
clinocllore
chloritoïde
amphibole résiduelle
grenat
l'albite est généralement accessoire, mais peut parfois intervenir localement en phénoblastes engluant les autres minéraux
zoïsite, épidote, sphène, oxydes de fer.

Le quartz n'est jamais très important dans ces faciès. Il est en petits cristaux granoblastiques comblant les méats, rarement rassemblés en lentilles étroites et tôt interrompues.

Les phyllites, surtout la phengite, occupent la plus grande place. Leurs lits sont généralement repliés sur eux-mêmes pour former les nodules, ou bien finement plissotés. Dans tous ces cas, la phengite est toujours intimement associée au chloritoïde de teinte bleutée, peu chloritisé, mais parfois aux clivages et cassures emplis de biotite brune. Cette biotite peut occuper, par zones, une part importante des lits micacés, mais, le plus souvent elle se cantonne aux interstices des feuillets phengitiques, ou à leurs extrémités. Elle entoure fréquemment les grenats d'une mince auréole qui se noie dans les lamelles de phengite contigües. Quand le mica noir est rare dans la roche, il se rencontre en associations syncristallines avec le clinocllore. Ce dernier constitue des nids où il prend toutes les orientations et ne participe que peu au feuilletage de la roche.

Les amphiboles sont toujours résiduelles et sont remplacées par les micas bruns et par les chlorites (pennine généralement). Deux cas se présentent : une hornblende bleu vert en fines aiguilles résiduelles, noyées dans leurs transformations phylliteuses, ou un glaucophane pâle, dont ne subsistent souvent que les contours géométriques. A la place de ce dernier, se développent de très fins agglomérats ; saisis d'une poussière ferrugineuse très ténue, ils sont chloritobiotitiques, et se mêlent aux fines aiguilles de hornblende ainsi qu'à des granules de sphène.

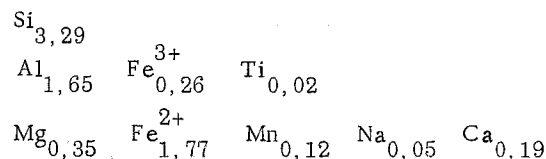
Les grenats sont souvent abondants et peuvent être très gros (1 à 2 cm de diamètre) ; fréquemment enrobés de chlorite et biotite pénétrant dans leurs fissures, ils sont parfois automorphes et peu cassés, mais contiennent de nombreuses inclusions quartzueuses.

On a pu extraire et purifier de tels grenats des micaschistes de la Punta Muret (Nord de Perrero, Germanasca), où ils sont particulièrement volumineux. L'analyse chimique effectuée sur ce matériel donne les résultats suivants :

Analyse n° 15 - Grenat des micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux. Sous le sommet de la Punta Muret, au Nord de Perrero. Echantillon PV 512. (Analyse nouvelle B. USELLE, Grenoble 1965).

SiO ₂	42,25
Al ₂ O ₃	18,10
Fe ₂ O ₃	4,45
FeO	27,30
MgO	2,95
CaO	2,35
Na ₂ O	0,30
K ₂ O	0,05
TiO ₂	0,25
P ₂ O ₅	0,30
MnO	1,80
H ₂ O+	n.d.
H ₂ O-	0,10
Total	100,20

A partir de ces données, le calcul de la formule structurale du minéral, établi sur la base de 12 (0), donne :



Compte tenu de l'attaque difficile qui entraîne un déficit certain en Fe²⁺, on constate qu'il s'agit là d'un grenat almandin à 71 %.

Le léger excès en Si est probablement dû à des inclusions quartzеuses non parfaitement éliminées lors du tri.

Les minéraux accessoires, dont fait partie ici l'albite, en raison de sa rareté, constituent des granulations éparсes dans les lits phylliteux. Le sphène et l'épidote y abondent et sont parfois en traînées de fins cristaux tachant avec des oxydes de fer des filaments biotitiques très laminés qui sont peut-être des reliquats d'une ancienne biotite.

Partout où on les rencontre, les micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux répondent à cette composition ainsi qu'à cette structure. La monotonie des faciès rappelle sur bien des points les micaschistes des autres ensembles et il faut bien dire que si les roches présentes étaient isolées de leur contexte, il serait difficile de les rattacher à l'ensemble des gneiss glanduleux. Cependant, quelques éléments leur confèrent, avec leurs gisements, une petite originalité. C'est, en particulier, le développement constant qu'y prennent les grenats almandins, qui peuvent être très gros. C'est aussi la présence assez généralisée des résidus d'amphiboles, dont, en particulier, ceux de glaucophane, avec leur transformation biotitique.

b) Le pôle gneissique albitique.

Sur la trame essentiellement phylliteuse des micaschistes interviennent souvent, en plus ou moins grande quantité, des albites de formation récente englobant les autres constituants. Dès que ce feldspath prend de l'importance, le faciès devient gneissique. Mais, à vrai dire, la composition minéralogique ne varie que quantitativement. Quartz et albite deviennent prépondérants et arrivent à constituer plus de la moitié des éléments en présence, alors que dans les micaschistes il s'agissait de minéraux subordonnés aux phyllites.

De fait, on rencontre toujours dans les faciès gneissiques d'abondantes phyllites. Elles sont généralement disposées en lits minces, articulés, pouvant très localement se renfler en amandes qui se révèlent encore être des microplis intrafoliaux. Lorsque la proportion en albite devient prédominante (cas des gneiss ovariditiques), ces lits dessinent des cloisons sinueuses entre les phénoblastes feldspathiques. Les phyllites sont le plus généralement de la phengite, mais on retrouve aussi les autres éléments présents dans les micaschistes : micas blancs, à clivages ferruginisés, ou garnis d'aiguilles de rutile, (ce sont des biotites anciennes décolorées) biotite ancienne elle-même en filets tortueux ferruginisés, biotite nouvelle brune ou verdâtre se surimposant aux phengites, clinocllore en éventails et amas de grande fraîcheur, souvent syncristallisé avec la néobiotite. Par contre, le chloritoïde est absent.

Toutes ces phyllites remaniant d'anciens micas, pseudomorphosent aussi très souvent des amphiboles. De ces dernières il ne subsiste que des fantômes parsemés de granules d'épidote et de sphène. Il en est de même pour les grenats, dont les formes sont conservées, mais la transformation en des feutrages de pennine, phengite et biotite est parfois totale.

Au total, tous ces éléments ont un habitus absolument identique à celui qu'ils présentent dans les micaschistes. Mais, par-dessus, interviennent les cristallisations d'albite. Ce dernier minéral est bien souvent une partie intégrante de la mésostase où ses cristaux s'allient, en une structure granoblastique irrégulière, avec ceux de quartz. Mais il arrive aussi que l'albite s'individualise mieux et soit en cristaux automorphes ou globulaires, non maclés, toujours poecilittiques, et ne dépassant jamais An 5. Dans les cas extrêmes, les globules presque jointifs peuvent atteindre 2 mm de diamètre. Le faciès est dit alors "ovariditique" selon l'expression de V. NOVARESE. C'est là que les inclusions sont les plus denses et elles transforment le feldspath en une véritable éponge. Il est remarquable que ces inclusions soient constituées par un assortiment de tous les minéraux présents dans la roche, quartz, phengite, (séricite), épidote, petits grenats et aussi vieux débris de biotite chloritisée, mais jamais par de la néobiotite.

Cette observation avait déjà été faite plus haut dans les faciès albitiques des autres ensembles, mais ici elle doit être généralisée et prend, en plus, une valeur d'indice. En effet, en bien des cas, il est évident qu'il existe deux générations de biotite ; mais souvent la distinction est délicate entre deux biotites brunes dont l'ancienne n'a pas toujours subi une chloritisation ou une décoloration, ou même la moindre ferruginisation de ses clivages. Les critères de structures, effilochage, torsion, morcellement, orientation ou non, formes des cristaux, ne sont, par ailleurs, ni toujours présents, ni forcément déterminants. Aussi l'albite introduit-elle un facteur de contrôle de la double génération des micas colorés. Elle scelle en effet les anciennes traces, ici la biotite chloritisée et ferruginisée, mais se moule sur les plus récentes sans les englober, ici les lamelles nouvelles dont elle doit être contemporaine.

En définitive, les micaschistes et gneiss fins de cet ensemble sont des roches à compositions minéralogiques analogues, dénotant une histoire pétrogénétique comparable. Il est vraisemblable qu'ils sont nés à partir de matériaux chimiquement voisins où quelques variations locales ont conditionné l'apparition de minéraux particuliers. Ceux qui sont présents ici permettent de définir une suite évolutive assez complexe où l'on décèle au moins trois phases principales, qui ne sont pas toujours nécessairement séparées par un grand laps de temps. On peut ainsi en schématiser les cristallisations et transformations successives observables :

<u>1 ère phase</u>	<u>2ème phase</u>	<u>3ème phase</u>
Biotite	Phengite	Biotite verte ou brune
	Chloritoïde	Clinocllore
	Glaucophane	Albite
Grenat almandin	Epidotes - Sphène	Ouralite
	(Pennine)-(Grenat ?)	Epidotes - Zoïsite - Grenat
		(Phengite)

Les minéraux les plus importants en quantité sont soulignés. Les noms mis entre parenthèses sont ceux des minéraux peu abondants, ou dont l'apparition dans les différentes phases n'est pas certaine.

Au cours de ces différentes recrystallisations, les minéraux formés dans un temps antérieur sont soumis à plusieurs transformations :

Lors de la phase 2 :

- Biotite I → décoloration
ferruginisation (+ rutile)
phengitisation
(chloritisation = pennine)
+ épidotes et sphène
- Almandin → phengitisation
chloritisation (pennine)

Lors de la phase 3 :

- Biotite I et ses produits après la phase 2 → biotitisation
 - Almandin résiduel et ses produits après la phase 2 → biotitisation
chloritisation (clinocllore)
 - Phengite → morcellement
biotitisation
 - Chloritoïde → chloritisation (clinocllore)
biotitisation
 - Glaucophane → chloritisation
ouralitisation
biotitisation
- } ce qui entraîne une libération d'éléments permettant la croissance de l'albite et d'épidotes.

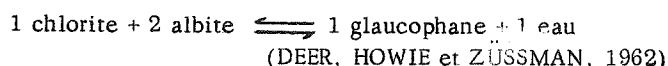
Dans une telle suite cristallogénétique, la place des mouvements entraînant la naissance de plis intrafoliaux se situe avec la "deuxième phase".

Si l'on compare ce schéma aux phases du métamorphisme d'âge alpin telles qu'elles apparaissent après l'étude des ensembles précédents, on constate une correspondance pour les "deuxième et troisième phases". Il s'agit ici, comme précédemment, d'une évolution des transformations, depuis un stade de hautes pressions et basses températures (limite des faciès de Schistes verts à glaucophane et des faciès de type Barrovian les plus froids : B-1-1) jusqu'à un stade de réchauffement (faciès de type B-1-2 à B-1-3). Soulignons dans les deux cas la pérennité de l'albite et le caractère magnésien de la chlorite.

Par contre, la première phase à biotite et grenat, nous était inconnue. Sa mise en évidence permet ainsi de séparer nettement l'ensemble des gneiss glanduleux des autres, et suffirait à l'individualiser. Par suite des bouleversements ultérieurs des paragenèses minérales de la première phase, il n'est pas possible de situer très exactement son appartenance à un faciès pétrographique. Il est cependant vraisemblable qu'avec les grenats et la biotite existaient d'autres minéraux. Les indices donnés par ces reliquats et le chloritoïde, les amphiboles et les abondantes épidotes et zoïsites, nés dans les phases récentes, permettent d'imaginer qu'il s'agissait de plagioclase (riche en Ca) et peut-être d'un silicate d'alumine. Les associations anciennes correspondraient alors à celles d'un "faciès amphibolite". Malheureusement, aucun élément résiduel ne permet de l'assurer. Il reste que l'hypothèse n'est pas à écarter, car elle expliquerait la naissance, sous les conditions que l'on connaît, des minéraux ultérieurs et, en particulier, de l'albite avec une profusion de granules épidotiques.

Ainsi pourrait être complété le tableau ci-dessus en admettant qu'en plus de la biotite et du grenat almandin, la roche initiale (après la première phase) comportait, avec du quartz, un silicate d'alumine (staurotide par exemple) et un plagioclase ($An > 10$). On pourrait alors schématiquement indiquer qu'au cours de la deuxième phase le glaucophane, le plagioclase (sans doute sodique, en raison des autres éléments de l'association) et le

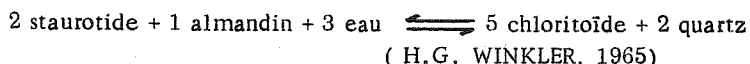
sphène, l'épidote et la zoïsite se forment aux dépens de l'ancien plagioclase et de la biotite démantelés, au moins en partie pour cette dernière.



De même, phengite et chloritoïde trouveraient leur origine dans le silicate d'alumine et le grenat almandin.



ou



Nous envisagerons plus loin le problème de l'origine première de ces roches à l'évolution complexe. Mais, d'ores et déjà, compte tenu de leur richesse en phyllites de toutes sortes et du schéma des transformations suggéré par leurs paragenèses, on peut penser qu'il s'agissait de roches sédimentaires grésopélitiques, localement plus ou moins riches en un élément quelconque (Al, Na ou Ca). Il est assez significatif à cet égard que le chloritoïde soit présent dans les faciès les plus phylliteux, marquant bien par là sa dépendance du chimisme des roches les plus alumineuses, alors qu'il est absent des faciès gneissiques albitiques d'origine plus gréseuse que pélitique.

c) Les roches associées.

- Les amphibolites.

Au sein des masses ici micaschisteuses, là plus gneissiques, se rencontrent des lentilles de roches accessoires, disséminées par les déformations, mais souvent intimement liées à leur trame. Ce sont, parfois, de simples niveaux plus quartzitiques, mais ailleurs ce sont aussi des amphibolites généralement très boudinées. Deux cas se présentent ici. Ou bien les masses de roches vertes peuvent se dissocier en coussins (P. VIALON 1960b) et ce sont des laves anciennes (*), ou bien elles n'ont aucune texture déterminante autre que celles laissées par le métamorphisme syntectonique. Cette dernière possibilité est la plus courante et offre peu de données permettant de définir la roche initiale dont dérivent ces amphibolites. Leur disjonction en boudins, très habituelle, ne facilite pas la détermination, mais les structures intimes et la composition du matériau, nous allons le voir, n'engagent guère à dissocier ces deux types d'amphibolites. Toutes seraient des laves basiques irrégulièrement distribuées dans des sédiments grésopélitiques.

1°) Les anciennes laves.

Les amphiboles à texture en pillow-lavas résiduels, qu'on peut étudier près de Bessé, au Nord de Bobbio Pellice, se présentent sous deux faciès : le faciès prasinitique qui constitue la croûte décimétrique des coussins, mais peut aussi occuper des masses homogènes plus vastes dans l'affleurement considéré ; le faciès massif, à grain ultra fin, souvent cœur des pillows, souvent aussi masse principale de la plupart des gisements de ces roches, localement à grenats et prenant un aspect élogitique.

Le faciès prasinitique des zones à pillow-lavas est constitué par un feutrage de minéraux ferro-magnésiens, constellé d'épidotes et zoïsite, à grenats assez rares et plus ou moins reconquis par des phénoblastes albitiques et de rares granules de quartz en petits nodules granoblastiques.

(*) - L'étude préliminaire citée, rapportait ces niveaux au Permo-Carbonifère. Nous considérons ici, après l'étude de leur contexte (qui n'était pas faite en 1960), qu'il s'agit de roches plus anciennes, attribuables à un socle.

Les minéraux ferro-magnésiens sont surtout des chlorites (clinocllore), mais ces phyllites démantèlent un enchevêtrement de baguettes, souvent grosses, de glaucophane pâle, généralement en voie de transformation en hornblende bleu vert. Cette démolition des amphiboles est souvent complétée par l'apparition ultime de petits nids de biotite kaki, en lamelles désordonnées, parfois mêlées à quelques paillettes de phengite. Cette biotite paraît aussi se développer de préférence aux abords de granules de sphène, ou autour des grenats, dans le feutrage amphibolique.

Où que se trouve le faciès prasinitique, il passe de façon continue aux masses du cœur des coussins ou aux faciès fins des grandes lentilles et bancs. Au fur et à mesure de la transition, les albites et les quartz disparaissent, les grains d'épidote se font plus fins, les micas deviennent exceptionnels et les amphiboles plus petites, sont généralement perdues, en cristaux bien formés mais corrodés et en voie de pseudomorphose dans la "pâte" chlorito-épidotique. Les grenats, toutefois, restent volumineux vis-à-vis du milieu où ils ressortent. Ils sont souvent auréolés d'épidotes et de phyllites (clinocllore et biotite kaki). A leurs altérations peut participer le glaucophane qui s'insinue dans les cassures où il n'est pas indemne d'ouraltisation ni de phyllitisation. Les amphiboles sont, en effet, toujours de ce type sodique ici facile à reconnaître, car la pseudomorphose en phyllites et hornblende bleu vert est débutante : auréole fine autour des baguettes de glaucophane et de crossite.

Cet aspect éclogitique se confirme dans quelques cas exceptionnels par l'apparition de résidus de jadéite. Il s'agit de cristaux morcelés et enveloppés d'une purée fine d'allure kelyphitique, ferrugineuse et micacée (chlorites et biotite brun vert). De ces aspects, on doit déduire que le pyroxène sodique est de même génération que le glaucophane.

Il ressort de cette étude qu'à partir de vraisemblables laves basiques, les recristallisations ont suivi une évolution fort comparable à celle des micaschistes et gneiss encaissants.

Du matériel basique initial, où se sont formés des grenats attribuables à la phase 1, sont nés durant la deuxième phase : la jadéite, le glaucophane (crossite), des épidotes, et, durant la phase ultime, entraînant un démantèlement des anciens minéraux : chlorites, biotite kaki ou brune, mica blanc, épidotes et grenat.

Il est particulièrement intéressant de souligner que l'on rejoint ici les conclusions auxquelles sont parvenus différents auteurs dans d'autres massifs alpins. L. Van der PLAS (1959) définit, dans la région de l'Adula, une série de phases métamorphiques alpines, dont la première produit, comme ici, des paragenèses ultérieurement déstabilisées, du faciès Schistes à glaucophane. P. BEARTH (1959) est conduit à considérer que l'acquisition du faciès éclogitique à pyroxène sodique, est le résultat de conditions locales (par exemple cœur de pillow-lavas) et éphémères, préluant à l'apparition du faciès prasinitique. Nous retrouvons ici une illustration parfaite de ces considérations.

Abordons enfin la question de l'étude de S. FRANCHI (1900) récemment discutée par A. MICHARD (R. LEFEVRE et A. MICHARD 1965, p. 675), sur les "lentilles éclogitiques associées aux cipolins à talc des Grangie Subiaschi". Il est possible que ces roches existent, mais au cours de notre étude elles n'ont jamais été retrouvées. De plus, si avec les gisements de talc (voir analyse pétrographique de l'ensemble des calcschistes) on a souvent rencontré des marbres à glaucophane, jamais le pyroxène sodique n'a pu y être mis en évidence. Mais sa présence ne serait pas étonnante étant donné tout ce que nous savons maintenant de la possibilité d'un stade produisant des paragenèses du faciès des Schistes à glaucophane dans les métamorphismes d'âge alpin. Quoi qu'il en soit, les faciès éclogitiques étudiés ici ne paraissent pas correspondre aux lentilles évoquées par S. FRANCHI. Ils sont attribués au matériel de socle du massif et ne sont jamais associés à des cipolins. Il est donc hors de question d'y voir une relation avec les niveaux à talc où les lentilles, décimétriques, à amphiboles sont d'ailleurs l'exception, et encore moins d'en faire un jalon repère.

2°) Les faciès normaux.

Ces faciès sont souvent parvenus au "stade prasinitique" dont il est question ci-dessus. Néanmoins, on retrouve ici la plupart des caractères que montrent les faciès massifs d'origine volcanique sûre, mais leurs constituants sont le plus souvent littéralement criblés de granules épidotiques.

Les niveaux d'amphibolites sont très fréquemment boudinés. La structure intime de la roche se ressent des intenses déformations qui ont entraîné la formation des différents corps lenticulaires épars dans les gneiss fins et micaschistes.

En effet, un échantillon prélevé sur la bordure des lentilles montre un tissu orienté d'amphiboles de bonne taille (300 à 400 μ) en forme d'amandes effilées, qui donnent une apparence de lits flexueux. Le cœur de l'amande est un glaucophane pâle ; ses pourtours, et surtout ses queues d'effilement, sont de la hornblende bleu vert. Ces pseudo-lits sont reliés par des associations granoblastiques fines, de quartz et albite poecilitique. On y trouve des paillettes de chlorite et de néobiotite brunâtre ainsi que les habituelles granulations desphène et surtout d'épidote et zoïsite. Les grenats sont très abondants, petits, cassés et presque constamment chloritisés (pennine). Dans cet état, ils sont souvent inclus dans le glaucophane.

Au cœur de la masse, les étirements sont moindres et les aiguilles glaucophaniques ne sont plus orientées mais souvent enchevêtrées. Par ailleurs, la composition et l'agencement des minéraux sont identiques à ceux qu'offrent les bordures du boudin. Soulignons que, contrairement aux coussins étudiés plus haut, l'albite persiste et engluie les constituants ferromagnésiens et épidotiques.

D'autres faciès banaux montrent une évolution plus poussée. Le glaucophane n'y est plus que rarement reconnaissable et il est presque totalement remplacé par les hornblendes bleu vert habituelles. Celles-ci, en fines aiguilles nématoblastiques, sont toujours constellées de grenats et d'épidotes, mais ménagent de nombreux méats où se logent les nids confus et enchevêtrés de paillettes de biotite brune très fraîche, et de clinocllore. Ce dernier, en rosettes importantes, inclut parfois les petites épidotes automorphes. Zoïsite et épidote peuvent également y prendre des formes géantes (0,5 mm). Elles sont alors automorphes ou amiboïdes, mais toujours très poecilitiques. La phengite est localement présente en paillettes dispersées, mais n'est jamais abondante. Les grenats y sont souvent en cristaux volumineux, mais très cassés et chloritisés. Quelquefois il est encore possible de distinguer dans les fissures des restes de hornblende bleu vert, envahis par la chlorite. La magnétite, enfin, est souvent bien représentée en beaux cristaux automorphes.

En définitive, intensément déformées par les mouvements contemporains des recrystallisations, ou, au contraire, conservant des textures de roches d'épanchement sous-aquatique, les amphibolites dispersées dans les gneiss fins et micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux, sont d'une rare homogénéité. L'histoire de leurs transformations métamorphiques successives, analogue à celle de leur trame gneissique, en est une des raisons, mais leur banalité doit aussi s'expliquer par une communauté d'origine : il s'agit toujours d'anciennes laves basiques. Il est difficile de donner à ces épanchements dans une masse grésopélitique en voie de sédimentation (présence de pillow-lavas), une autre valeur que s'ils sont pris dans leur cadre tout entier. Les niveaux amphiboliques pris isolément ne peuvent servir de repère en tant que tels. Mais, envisagés dans leur totalité, les faciès, laves et sédiments associés, deviennent plus significatifs. Il s'agit de coulées basiques, épisodiques et locales, dans une série finement détritique devant pouvoir comporter, puisqu'elle est liée à des épisodes volcaniques, des niveaux de greywackes, qui sont certainement à l'origine de l'individualisation des niveaux de gneiss fins albitiques.

- Les "migmatites hétérogènes".

La formation grésopélitique ainsi définie, avec ses coulées de laves basiques, a été fortement recrystallisée

en une série d'épisodes dont on a vu la complexité. Dans la région du bas Pellice, s'y ajoute un autre aspect des recrystallisations qui consiste en l'apparition d'une multitude de filons et masses laccolitiques d'un gneiss leucocrate. Ce faciès épiholitique, ou plus rarement diadysitique, à l'échelle de l'affleurement hectométrique, permet de penser qu'un épisode de migmatisation hétérogène (vraies migmatites, c'est-à-dire artérites, au sens de SEDERHOLM) se superpose en effet à tous les autres stades de recrystallisation.

On peut dire se superpose, car les gneiss fins, qui constituent la trame du chevelu "filonien", sont absolument identiques aux faciès habituels. Les mêmes constituants, marquant les mêmes évolutions cristallogénétiques avec les mêmes structures, s'y retrouvent jusqu'au contact des roches leucocrates, plus grossièrement grenues, du matériel "injecté".

Celui-ci, dont les épontes sont extrêmement franches, malgré les déformations ultérieures marquant sa masse d'un feuilletage qui est une foliation, a un aspect de gneiss œillé. Il s'agit d'une roche très homogène, et semblable dans tous les filons et sills, au moins quand ceux-ci ont une épaisseur convenable. Pour les petits filons, le grain du gneiss est beaucoup plus fin et aussi plus leucocrate.

Le matériel des gros corps filoniens, gneiss œillé à grain moyen, a la composition minéralogique suivante :

- quartz
- orthose microclinisée
- albite
- saussurite
- biotite ancienne démantelée
- néobiotite et phengite
- chlorite
- épidote, sphène, rutile.

La structure est légèrement planaire, nettement soumise à des étirements. Le quartz se présente en grandes plages, aux contours sinueux, composées de fins cristaux granoblastiques, à extinction franche enveloppant de plus gros morceaux, cassés, à extinction onduleuse.

Le feldspath potassique est en phénocristaux automorphes, un peu étirés (queues de recrystallisation quartzo-albitique effilées) maclés Carlsbad, perthitiques. Il s'agit le plus souvent de microcline quadrillé, englobant des masses floues d'orthose homogène ("triclinisation" due aux tensions, voir plus haut les porphyroïdes granophyriques de l'ensemble de Dronero, ou les gneiss œillés de l'ensemble des gneiss glanduleux). L'albite en cristaux ronds ou automorphes recoupe souvent à l'emporte-pièce le feldspath potassique. L'envahissement albitique périphérique est exceptionnel, mais la perthite, en taches ou en traînées floues, est souvent remplacée par des files de granules d'albite juxtaposés.

Des formes grossièrement quadrangulaires, ayant localement tendance à s'effiler en lits ou lentilles, sont composées d'une purée très fine, presque isotrope, de paillettes de séricite mêlées à des granules d'épidote, de grenats et quelques plages xénomorphes d'albite. Il s'agit vraisemblablement d'ancien plagioclase, totalement saussuritisé et jamais déterminable.

Les micas présentent de belles figures de transformations. Le plus souvent, il s'agit de grosses tablettes tordues et disséquées, les morceaux tendant à se disposer en lits, de biotite brune constellée de granules de sphène, de paillettes d'oxydes de fer et d'aiguilles de rutile en belle disposition de sagénite. Ces anciens cristaux sont toujours enveloppés d'une auréole plus riche en inclusions où se développent de fines paillettes enchevêtrées de phengite et surtout de néobiotite brune. Ce cas peut évoluer vers une décoloration du vieux mica noir, qui demeure entier, ou est morcelé en un feutrage confus, mais est toujours garni d'inclusions. Exceptionnellement, il y a aussi la chloritisation de vieilles plaquettes de biotite (pennine).

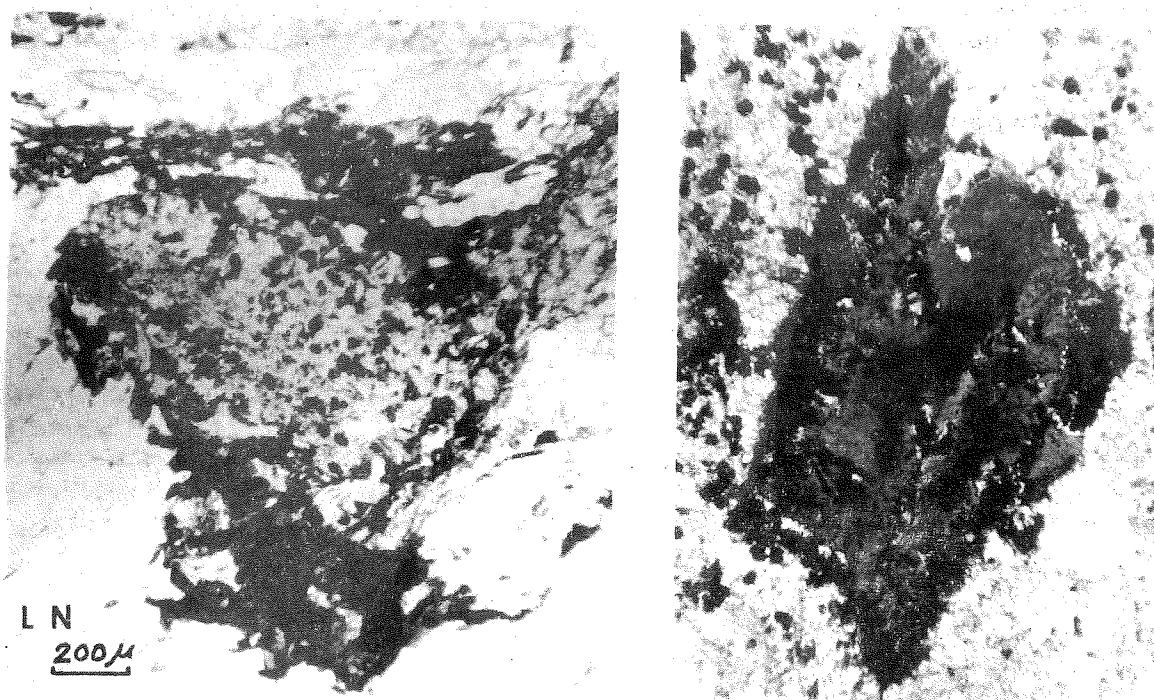


Fig. 35 - Restes morcelés et phengitisés des anciennes biotites du "néosome" des migmatites hétérogènes du Pellice.

Les minéraux accessoires ne sont fréquents que dans les vieilles formes des micas pseudo-morphosés, mais les lits de phyllites de néoformation peuvent contenir des granules de sphène, d'épidote, plus rarement de zoïsite, sans qu'aucun reste de vieux minéral ne subsiste.

Au total, on est en présence d'un vieux matériel granitique, passablement étiré et transformé par des recrystallisations qui sont un reflet, au moins partiel, de celles qui affectent les gneiss fins encaissants. On a ainsi un critère supplémentaire pour fonder l'ancienneté de tout ce matériel qui, avant les ultimes déformations et recrystallisations, comportait déjà des injections filoniennes granitiques.

On l'a déjà noté, il y a très peu de variation dans la structure et la composition de ces roches, quelle que soit la masse considérée. Cependant, lorsque la puissance des filons est faible, on assiste à une disparition des feldspaths potassiques et à un appauvrissement en phyllites. La roche se compose alors de gros amas de quartz, contournés, en petits cristaux granoblastiques, à extinction onduleuse. Entre eux, sont des traînées étroites, lentilles et nodules plus gonflés d'un matériel très fin, constellé de minces paillettes de séricite et de rares plaquettes d'épidote et de zoïsite. Il s'agit d'un tissu albitique où le quartz apparaît en granules arrondis, assez rares, et toujours très petits. Les filets de phyllites (ou les lits étroits et très discontinus), sont l'exception. Il s'agit d'une biotite brune très chloritisée ou décolorée, à inclusions ferrugineuses et grains d'épidote et de sphène.

Il est peu vraisemblable de voir dans ce matériel autre chose qu'une différenciation vers des faciès aplitiques des masses granitiques plus importantes. Ainsi se confirmerait le point de vue selon lequel ces sills et filons représentent une injection "artéritique" de matière granitique leucocrate. Mais cette hypothèse ne vaut que par comparaison avec les faciès qui existent dans les vieilles séries des antiques plateformes. Comme ailleurs on pourrait

discuter et voir dans ces faciès le résultat d'une anatexie différentielle ou tout autre aspect de la migmatisation. Mais nous laisserons à d'autres le soin d'en étudier la théorie de formation, cela n'étant pas notre propos. Il faut surtout en retenir que le "stock" de corps granitiques du bas Pellice est l'indice d'une anatexie au moins partielle, et d'une remobilisation du matériel de base de l'ensemble des gneiss glanduleux, c'est-à-dire les gneiss fins.

5) Les gneiss granitoïdes et les faciès liés.

a) Les sills du bas Pô et de la Varaita, leurs bordures micacées.

Les gneiss granitoïdes de cette région sont indissociables de leurs épontes transformées, surmicacées ou "pegmatitiques" noduleuses, dont nous avons vu les problèmes qu'elles posent quant à leur gisement. L'analyse pétrographique met en lumière d'autres questions délicates, nous allons le constater.

- Le granite.

Les gneiss granitoïdes ont parfois un faciès équant, dont le meilleur exemple est le granite de Brossasco. Leurs bordures sont toutefois toujours foliées et, dans les bancs minces, le feuilletage se généralise. Aux déformations près, ils répondent assez constamment à la composition minéralogique suivante (en volumes pour cent) :

quartz	27 à 32
feldspath potassique	25 à 30
plagioclases (et leurs résidus)	20 à 22
micas (biotite et ses transformations)	8 à 12
minéraux accessoires (apatite, épidote, zoïsite, sphène, allanite)	2 à 3

Le quartz peut être en cristaux volumineux, globulaires ou à bords anguleux, avec des aspects de corrosion et à extinction onduleuse ; mais, le plus souvent, les flots lenticulaires qu'il constitue sont polycristallins et finement engrenés. D'autres petits cristaux comblent les méats entre les constituants.

Le feldspath potassique est de grande taille, souvent le centimètre est atteint, parfois dépassé. Il est automorphe, peu altéré, mais sali par une poussière argileuse, fréquemment perthitique (perthite en fuseaux minces). Ses bordures sont parfois rongées par de gros bourgeonnements saussuritiques, ou finement ourlées par un ruban continu d'albite fraîche, indépendante de la saussurite. Il s'agit de microcline quadrillé, avec, en de nombreux points, des restes d'orthose non maclée. Ces grands phénocristaux portent, de temps en temps, des inclusions (micas, pour la plupart). Ce mica est le plus souvent une ancienne biotite, tordue et décolorée, enveloppée de granules de minéraux divers (épidote, apatite, oxydes de fer) et émet dans le feldspath un nuage de fines gouttelettes de néobiotite brun jaune. Cet aspect rappelle les auréoles réactionnelles du type myrmékite.

Les plagioclases ne se montrent qu'à l'état de résidus saussuritiques, presque isotropes en raison de la finesse des granules de zoïsite et d'albite qui les composent. De grandes paillettes de séricite enchevêtrées s'y détachent toutefois. Les contours sont conservés : il s'agissait de cristaux automorphes, souvent en belles grandes tablettes, ou en petites lattes, dont la disposition évoque parfois une structure intersertale. La décomposition saussuritique respecte généralement une ancienne zonation : le cœur de ces amas est plus riche en zoïsite que la périphérie où la séricite est plus fréquente. Lorsque la roche s'étire, ces résidus de plagioclase sont les premiers à s'effiler en lentilles, et même en lits, avant même les phyllites et les quartz morcelés. En ces cas, l'albite y prend souvent un développement plus net et s'individualise en petites masses amiboïdes.

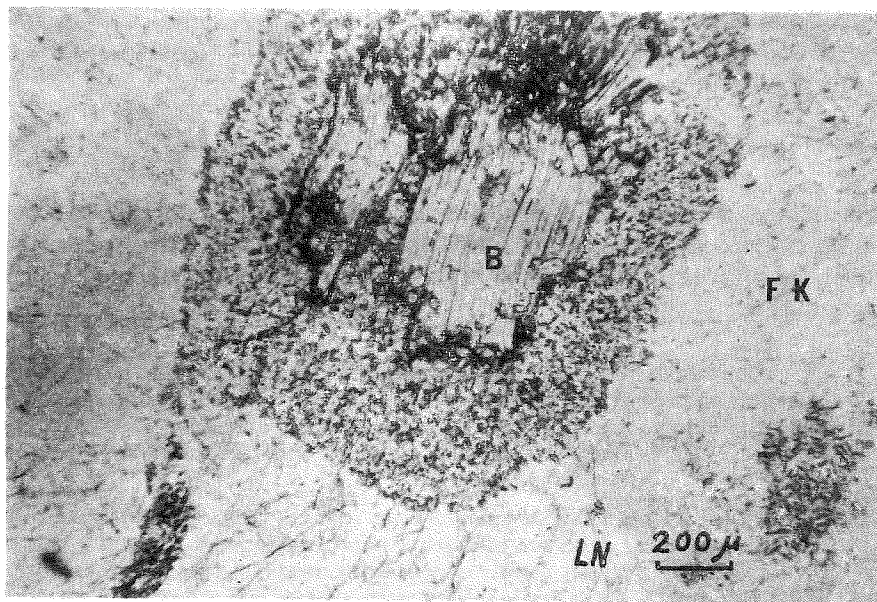


Fig. 36 - Vieille biotite (B) décolorée et tordue en inclusion dans un feldspath potassique du granite de Brossasco. Noter sur ses pourtours les fines paillettes de néobiotite s'irradiant dans le feldspath.

Les micas sont en nids, ou en plaquettes, aux formes bien conservées. Les agglomérats composites prennent manifestement la place d'une ancienne biotite et sont composés, au cœur, par un feutrage confus de phengite et d'épidote, à la périphérie, par une auréole désordonnée de paillettes de néobiotite brun clair. Ces nids s'étirent fréquemment en petits lits où la même structure est conservée. Les plaquettes intégralement respectées quant à la forme, ne le sont pas toujours quant à la composition. Il peut s'agir de biotite brune très pléochroïque et tachée d'oxydes de fer, d'autant plus abondants que l'on se rapproche des bords. Mais ce peut être aussi un composé de pennine et de biotite, ou un mica blanc, à clivages ferruginisés. Dans ces cas, le minéral est toujours tordu et cassé, mais sa dissection n'est pas totale comme dans le cas des nids.

Les minéraux accessoires sont épars, mais se cantonnent généralement aux abords des phyllites.

Au total, la roche apparaît bien comme un matériel granitique, porphyroïde ou seulement grenu, à feldspaths automorphes. Les déformations ont parfois affecté la structure initiale, mais assez peu pour que chacun des éléments se reconnaisse par sa forme et sa composition. Pourtant il existe un certain nombre de recristallisations, surtout sensibles sur les micas et les plagioclases.

- Les niveaux surmicacés

Au contact des bancs de granite, les gneiss fins sont parfois indemnes de toute transformation particulière. C'est le cas à la chapelle de San Chiaffredo près d'Isasca (Nord de Venasca, Val Varaita), où le sill de granite, pratiquement équant, est au contact de gneiss que ni la structure, ni la composition minéralogique, ne viennent différencier de la masse banale.

Cela n'est cependant pas une règle et le cas le plus fréquent est celui où de nombreuses paillettes d'un mica verdâtre, automorphes et désordonnées, viennent envahir le gneiss normal sur quelques mètres, aux abords du filon granitique et sur un seul de ses côtés. Ce mica présente constamment les caractères optiques d'une phengite et il est toujours nettement uniaxe. Dans la trame du gneiss fin, il dérange peu de choses et si ce n'étaient sa grande taille et sa particulière abondance, il pourrait passer pour une des phengites constituant habituellement la roche. Ses extrémités et ses pourtours sont localement biotitisés, ainsi qu'il est courant, et aucun de ses caractères ne permet de le différencier.

- Les "pegmatites" noduleuses.

A côté de ces faciès à grandes lamelles de phengite, existent fréquemment des faciès noduleux. Lorsque les nodules sont gros, ils sont peu altérés, alors qu'ils le sont totalement, en un feutrage désordonné de chlorite incolore (clinochlore ?), de zoïsite et de talc, lorsqu'ils sont petits. A part ce caractère, la roche présente partout les mêmes constituants.

Une trame, un ciment pourrait-on dire, de quartz granoblastique fin, à extinction franche, avec de grandes lamelles de phengite un peu flexueuses, de rares paillettes de biotite brun vert, très fraîche, et d'exceptionnels cristaux d'albite (An 5) maclés, amiboïdes et poecilites, englobe des éléments corrodés à altération plus ou moins poussée.

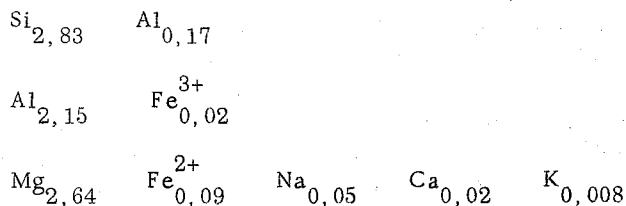
Les plus importants de ces éléments sont les grenats, faiblement rosés à incolores, souvent craquelés, avec une altération séricito-talqueuse gagnant à partir de ces fissures. Dans celles-ci, peuvent parfois exister également des cristaux de crossite, de la piémontite ou du quartz. Le grenat contient, surtout à sa périphérie, des morceaux corrodés en golfes compliqués ou simplement arrondis, de minéraux divers, qui peuvent se retrouver dans la trame quartzeuse, où ils s'enveloppent d'une fine auréole kelyphitique. Il s'agit principalement d'enstatite, de diopside jadéitique et de disthène. Mais peuvent aussi se rencontrer des baguettes de crossite et des granules arrondis ou des baguettes automorphes volumineuses de rutile. A part leur auréole kelyphitique, disthène et pyroxènes (parfois schillérisés) ne sont pas altérés. Mais l'altération talco-chloriteuse du grenat peut gagner toute la masse et les minéraux inclus se retrouvent noyés dans le matériel phylliteux où ils ne tardent pas aussi à être démantelés.

On a pu tenter de déterminer plus précisément le grenat qui dans ces associations minérales peu courantes dans la région, pourrait avoir une valeur de repère. Malgré les inclusions et altérations, on a pu en purifier une quantité suffisante permettant une analyse chimique qui donne les résultats suivants :

Analyse n° 16 - Grenat des "pegmatites noduleuses" des Case Ramello, près de Parigi, au-dessus de Martiniana Pô. Echantillon PV 1118. (Analyse nouvelle, B. USELLE ; Grenoble 1966).

Si O ₂	41,90
Al ₂ O ₃	29,15
Fe ₂ O ₃	0,35
Fe O	1,55
Mg O	26,05
Ca O	0,30
Na ₂ O	0,45
K ₂ O	0,10
Ti O ₂	traces
P ₂ O ₅	0,20
Mn O	traces
H ₂ O+	0,25
H ₂ O-	0,05
Total	100,35

A partir de ces données, le calcul permet d'établir la formule structurale suivante :



Une telle formule correspond à un grenat pyrope, pratiquement pur, ce qui est extraordinaire, car il est rare de rencontrer des grenats à plus de 70 % de pyrope.

Avec la détermination de ce grenat, on arrive à définir une paragenèse ancienne assez étonnante, si l'on considère le contexte pétrographique régional.

En effet la roche initiale était à grenat pyrope - pyroxène orthorhombique - pyroxène jadéitique - disthène et rutile. Ultérieurement, apparaissent le glaucophane et l'épidote, bientôt suivis par les minéraux de la déstabilisation ultime : talc - séricite - phengite - clinocllore - zoïsite et éventuellement la biotite, tardive, avec l'albite.

Ce type d'association avait déjà préoccupé S. FRANCHI et A. STELLA lorsqu'ils étudiaient les "micascisti splendenti" de la Varaita (S. FRANCHI, 1900), où ils reconnaissaient déjà les actions de plusieurs phases de métamorphisme.

- Discussion des données pétrographiques.

Les associations de roches liées aux gneiss granitoïdes en sills de la Varaita - bas Pô, nous mettent en présence de faciès monstrueux, par suite de la taille de certains constituants (ce qui justifie l'appellation de "pegmatite", sous laquelle on les a désignés), et des paragenèses minérales peu courantes qu'ils offrent. Théoriquement, dans le domaine où se situent ces roches, on ne devrait pas rencontrer de tels minéraux qui sont ceux du faciès éclogite. Mais ce sont des reliquats qui ont évolué par la suite vers des assemblages beaucoup plus classiques dans la région, appartenant d'abord au faciès des Schistes à glaucophane, puis à celui des Schistes verts banaux.

Une autre caractéristique bizarre de ces roches est leur situation, constamment reliée à un faciès granitique en filon-couche, lui-même accident exceptionnel dans les gneiss de l'ensemble. Il est vraisemblable qu'il y a là une relation de cause à effet, mais il n'est pas possible de concevoir que la venue granitique a transformé les gneiss fins de ses bordures en y provoquant la naissance de minéraux du faciès éclogite. Le caractère "filonien" du granite a simplement dû permettre une muscovitisation locale de ses éponges, où le faciès "pegmatitique" déjà présent a dû jouer un rôle et a été lui-même modifié.

Il faut donc penser que les roches à caractères éclogitiques ont été ramenées de la profondeur où elles ont pu se former. La mise en place du granite en est probablement la raison. Un tel processus selon lequel les intrusions granitiques entraînent lors de leur injection des morceaux de leurs éponges profondes, a été plusieurs fois invoqué pour expliquer la présence de lentilles d'éclogite au sein de masses granitisées (P. ESKOLA, in F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960, p. 559). Cela implique d'une part, une venue intrusive des granites de la Varaita, hypothèse que suggèrerait déjà leur type de gisement, et, d'autre part la rencontre de ces granites sur leur trajet d'injection avec un matériel affecté par un métamorphisme de très hautes pressions déjà réalisé. La grande taille des grenats et leur richesse inhabituelle en pyrope sont probablement à mettre en relation avec une remontée rapide des roches des zones profondes. Mais il s'agit là d'un problème que les données actuellement disponibles ne permettent pas de résoudre.

Compte tenu du fait que le granite est folié et qu'il a subi des recristallisations compatibles avec les dernières phases du métamorphisme décelées dans les gneiss de l'ensemble, cette façon de voir permet de schématiser l'évolution pétrogénétique des roches de la région bas Pô - Varaita - Gilba.

Le matériel originel de base, aux niveaux actuellement accessibles, est constitué par une série grésopélitique. Au cours d'un premier temps, cette série est métamorphisée dans des conditions permettant au moins, et toujours aux mêmes niveaux, la cristallisation de la biotite et de grenat almandin. A de grandes profondeurs, le faciès éclogitique pouvait être localement acquis. De vastes aires granitisées y apparaissent (gneiss ocellés homogènes). Ultérieurement, probablement avant ou peut-être pendant les déformations qui précèdent et accompagnent les phases ultimes de métamorphisme (voir ci-dessus l'étude des gneiss fins et la naissance de la foliation avec plis intrafoliaux), interviennent des masses granitiques, sous la forme de filons et de sills. Ce matériel intrusif ramène des profondeurs des lambeaux de roches à faciès éclogitique.

Puis, avec la naissance de la foliation régionale observable actuellement (qui se calque sans doute plus ou moins sur l'ancienne : voir plus loin analyse structurale), toutes ces roches sont soumises à une succession de phases de recristallisations, d'abord sous de hautes pressions et basses températures, ensuite avec des caractères progressivement plus chauds. Au cours de ces phases, la production d'albite, en particulier aux dépens des feldspaths potassiques ou des minéraux sodiques préexistants, libère de la potasse. Cette dernière, associée aux matériaux de démantèlement des faciès éclogitiques, et à ceux déjà en place dans les gneiss fins, va permettre la cristallisation désordonnée et surabondante de phengite, sur quelques mètres, dans les éponges des masses intrusives. Il est à souligner que cet épisode se réalise tardivement, puisque parfois les phengites ne respectent plus la foliation des gneiss. Il faut mettre ce fait en parallèle avec la production récente de l'albite qui, nous l'avons vu, englobe tous les minéraux des gneiss fins, sauf la néobiotite brune ou verte. Effectivement, ce nouveau mica coloré peut également remplacer, lors des réchauffements ultimes, une partie des paillettes de phengite (bordures, méats, extrémités) y compris, ce qui est normal, si l'on admet le schéma proposé, le mica blanc envahissant des bordures du granite de la Varaita.

b) Le granite de Borgone - Vaie.

Grossièrement grenue, parfois porphyroïde, cette roche est celle qui, dans le massif, répond le mieux à la définition de granite, comme quelques zones des granites de la Varaita (à Brossasco, par exemple) avec lesquels il est possible d'ailleurs d'établir une comparaison. Cependant, dès l'abord, on s'aperçoit que les nids micacés,

verdâtres, doivent contenir plus de chlorite que dans le Sud du massif.

L'étude microscopique révèle en effet les constituants suivants :

- quartz
- microcline
- albite
- plagioclase saussuritisé
- micas (phengite, biotite décolorée et ferruginisée, néobiotite brun verdâtre)
- minéraux accessoires (sphène, épidote, zoïsite, apatite, oxydes de fer).

Le quartz se présente souvent en gros cristaux globulaires, ou en amandes, à extinction onduleuse, enveloppés d'un fouillis de petits cristaux engrenés, à extinction normale ou onduleuse dessinant souvent une belle structure en mortier. Il arrive que ces assemblages révèlent un léger étirement, qui se traduit par une disposition alignée des travées de recristallisation au sein des gros cristaux. En ce cas, les petits granules de quartz sont parfois accompagnés par de fines albites granoblastiques, le plus souvent maclées polysynthétiquement.

Le microcline est automorphe, en grands cristaux craquelés et fortement quadrillés, souvent maclés Carlsbad. La perthite y est fréquente, en traînées flexueuses anastomosées, remplacée ou non des files de petits cristaux d'albite arrondis. La bordure des phénocristaux de feldspath potassique est généralement corrodée, soit par des bourgeons saussuritiques mamelonnés, soit par des cristaux automorphes ou globulaires d'albite poecilitique et maclée Carlsbad, recoupant le vieux minéral à l'emporte-pièce.

L'albite (An 2-5) se présente presque toujours de cette façon, et il est rare qu'elle se mêle intimement aux autres constituants, mais elle peut former des amas de cristaux idiomorphes sertis, par les phyllites.

Ce que l'on doit considérer comme d'anciens plagioclases est représenté par des amas saussuritiques, aux contours quadrangulaires rarement étirés. Une zonation peut subsister, qui se marque dans la distribution de granules de zoïsite et paillettes de séricite, qui sont généralement plus fréquents sur les bords des amas. La partie médullaire est plus riche en albite, mieux individualisée.

Les phyllites sont presque toujours en petits nodules. Ceux-ci sont toujours constellés de fines granulations d'oxydes de fer, de sphène et de beaux cristaux automorphes d'épidote. Sous ceux-ci, se révèle, soit un mica blanc, fortement tordu ou morcelé, aux clivages gamis d'oxydes de fer, soit une chlorite (pennine) ayant des caractéristiques analogues. Il s'agit d'une ancienne biotite brune dont il reste très occasionnellement des fantômes, non encore totalement décolorés ou chloritisés, mais également tordus, ferruginisés et contenant de fines aiguilles de rutile. Cependant il est fréquent que le remplacement de cet ancien mica se fasse au moyen d'un feutrage de phengite plus fraîche, bien que toujours oblitérée par les épidotes et oxydes opaques. L'agglomérat micacé est alors enclos dans une auréole d'aspect kélyphitique de très fines gouttelettes d'épidote et d'oxydes de fer.

Dans tous les cas, les amas micacés, composites ou plus simples, s'enveloppent d'un feutrage de lamelles désordonnées et fraîches de biotite brune.

Parfois, les micas sertissent en fines cloisons les minéraux blancs. Il s'agit alors de très fines paillettes de phengite (?), assez bien orientées, souvent associées à du quartz. Dans ces pseudo-lits, la biotite peut apparaître en petites lamelles verdâtres, comblant les méats, en se moulant sur les minéraux voisins, ou en recoupant en baguettes automorphes le fouillis séricitique.

Au total les roches de Borgone - Vaie apparaissent bien comme un granite à minéraux subautomorphes. Les remaniements habituels dans les roches de tout le massif ne l'ont pas épargné, mais ils consistent surtout en des

transformations minéralogiques (saussuritisation des plagioclases, chloritisation et décoloration des biotites, naissance d'albite, de néobiotite et de phengite) et ces faciès ne sont que très peu soumis à des déformations.

6) Etude pétrochimique.

a) Les gneiss grossiers.

L'étude pétrochimique a essentiellement porté sur les différents faciès gneissiques grossiers de l'ensemble, que permettent de caractériser onze analyses chimiques nouvelles. (Analyste : B. USELLE, Grenoble 1965-1966).

- Gneiss amygdalaires.

+ Analyse n° 17. Gneiss amygdalaire du Val Pô. Décharge de la galerie Calcinere-Sanfronte, à Calcinere, près de l'usine hydroélectrique. Echantillon PV 460.

- Gneiss œillés homogènes.

+ Analyse n° 18. Gneiss œillés du Monte Freidour - Cugno Alpet.

Faciès granitoïde peu étiré ; thalweg du Rio Taonera à 2 km en amont de Balangero (Sud Ouest de Giaveno). Echantillon PV 1302.

+ Analyse n° 19. Gneiss œillés du linéament Pô - Varaita. Faciès laminé ; Alpe Vallone (Nord de la Punta d'Ostanetta). Echantillon PV 1127.

+ Analyse n° 20. Gneiss œillés du Monte Freidour - Cugno Alpet. Faciès de bordure suralbitique et phengitique ; carrière du thalweg du Sangone en amont de Forno Coazze (chapelle de la Madonna de Lourdes). Echantillon PV 1280.

+ Analyse n° 21. Idem, prélevé 2 km en amont. Echantillon PV 1280 A.

- Gneiss dioritiques.

+ Analyse n° 22. Gneiss dioritique du bas Chisone. Faciès moyen de la carrière de Malanaggio près de Porte. Echantillon PV 1297.

+ Analyse n° 23. Gneiss dioritique de Perosa Argentina ; carrière du Rio Agrevo, en amont de Perosa. Echantillon DM V 727.

+ Analyse n° 24. Filon prasinitique (ex-lamprophyre) dans le gneiss dioritique du bas Chisone. Carrière de Malanaggio. Echantillon PV 1296.

- Gneiss granitoïdes.

+ Analyse n° 25. Granite de la Varaita. Mélange de six échantillons non orientés prélevés le long de la Varaita au Sud de Brossasco. Echantillons PV 974.

+ Analyse n° 26. Granite de la Varaita, bande du versant Pô. Mélange de cinq échantillons prélevés sur deux kilomètres aux abords de San Bernardo Agnelli. Sud de Sanfronte. Echantillons PV 881.

+ Analyse n° 27. Granite de Borgone - Vaie ; carrière de Borgone (chemin de Chiampano). Echantillon PV 851.

- Migmatites hétérogènes (Val Pellice).

+ Analyse n° 28. "Banc" gneissique leucocrate dans les gneiss fins au Nord du village de Chabriol (thalweg du torrent Carofrate à la cote 1000). Echantillon PV 1147.

Les résultats des analyses sont groupés dans les tableaux ci-dessous :

Analyses des gneiss amygdalaires et œillés

	17	18	19	20	21
Si O ₂	65,00	74,05	74,90	75,15	73,50
Al ₂ O ₃	15,85	13,50	12,80	13,35	14,35
Fe ₂ O ₃	1,60	0,90	1,10	1,10	1,20
Fe O	3,80	1,35	1,25	0,95	0,80
Mg O	2,00	0,75	1,00	1,05	0,65
Ca O	2,75	1,65	0,60	1,20	1,25
Na ₂ O	2,85	3,20	2,15	2,90	3,30
K ₂ O	3,05	3,85	4,35	3,40	4,00
TiO ₂	0,70	0,30	0,25	0,20	0,25
P ₂ O ₅	0,30	0,10	0,10	traces	0,05
Mn O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O+	1,40	0,05	0,80	0,30	0,60
H ₂ O-	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Totaux	99,40	99,80	99,40	99,70	100,05

Paramètres CIPW-Lacroix et de Niggli

	17	18	19	20	21
p	'II	I'	I (II)	I'	I'
q	'4	3 (4)	3	3	3 (4)
r	2 (3)	2	1 (2)	2	'2
s	3'	3	'3	3'	3

si	266,1	405,3	454,5	432,1	404,9
al	38,2	43,5	45,7	45,2	46,5
fm	30,5	16,5	20,9	18,8	14,5
c	12,1	9,7	3,9	7,4	7,4
alc	19,3	30,4	29,5	28,6	31,7
p	0,52	0,23	0,26	0	0,12
k	0,41	0,44	0,57	0,44	0,44

Analyses des gneiss dioritiques ou granitoïdes. Roches associées.

	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	61,40	66,30	55,00	68,40	71,30	72,60	77,30
Al ₂ O ₃	17,30	16,00	18,10	16,90	15,20	14,70	12,90
Fe ₂ O ₃	2,00	1,20	2,90	0,85	1,35	1,00	0,35
Fe O	3,75	2,50	3,25	1,95	1,10	1,60	1,05
Mg O	3,05	2,65	4,60	1,05	1,00	0,80	0,50
Ca O	5,90	4,05	7,85	1,70	2,55	1,35	0,50
Na ₂ O	3,00	2,90	3,40	3,05	3,25	2,40	2,50
K ₂ O	1,50	2,50	1,20	4,55	3,20	4,00	4,20
TiO ₂	0,65	0,40	0,70	0,45	0,25	0,20	0,20
P ₂ O ₅	0,20	0,10	0,30	0,30	0,05	0,30	0,05
Mn O	0,10	0,05	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O+	0,75	1,40	2,45	0,80	0,95	0,90	0,55
H ₂ O-	0,05	traces	0,05	0,10	0,05	0,05	0,05
Totaux	99,65	100,05	99,90	100,15	100,30	99,95	100,20

Paramètres CIPW-Lacroix et de Niggli

	22	23	24	25	26	27	28
p	II	(I) II	II	I (II)	I'	I (II)	I'
q	4	4	(4) 5	4	(3) 4	3	3
r	3 (4)	3	3 (4)	2	2'	2	1'
s	4	(3) 4	4	3	3 (4)	3	3

si	206,5	263,14	156,8	317,5	349,9	395,9	508,7
al	34,2	37,4	30,4	46,2	43,9	47,2	49,9
fm	31,5	27,9	34,1	18,2	17,2	18,4	12,9
c	21,3	17,2	23,9	8,5	13,4	7,9	3,5
alc	12,9	17,5	11,6	27,2	25,5	26,6	33,6
p	0,28	0,17	0,36	0,59	0,10	0,69	0,14
k	0,25	0,36	0,19	0,49	0,39	0,52	0,53

Ces chiffres montrent que pour les gneiss ocellés grossiers ou les faciès granitoïdes, il s'agit bien d'un matériel granitique calco-alcalin à monzonitique. Deux échantillons cependant montrent une tendance très nette vers un chimisme plus alcalin. Tel est le cas, particulièrement significatif, du matériel leucocrate, "néosome" des migmatites hétérogènes du Pellice.

Quant aux gneiss dioritiques, leurs paramètres correspondent à un équivalent éruptif de plagioclase à quartzique ou granodioritique, tandis que leur lamprophyre montre une évolution vers des faciès à silice saturée, de type kersantite quartzifère, que vient confirmer la forte teneur en Mg O.

Le diagramme KCN ci-joint permet de résumer facilement ces conclusions (voir fig. 37, A).

En ce qui concerne les rapports pouvant exister entre les différents chimismes de ces roches, il est instructif de construire, à partir des normes CIPW-Lacroix, le triangle de concentration Or - Ab - Q (voir fig. 37, B). Tous les principes d'utilisation et toutes les conclusions que l'on peut tirer de ces constructions ont été abondamment illustrés par les expériences et le regroupement d'innombrables analyses, effectuées par O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN (1960).

Ici, on constate tout d'abord que, mis à part un échantillon de gneiss dioritique et celui de lamprophyre, tous les points représentatifs des roches en présence se situent dans le triangle central ABC qui circonscrit le domaine des roches aux caractères chimiques de granites. Un certain nombre d'entre eux se trouvent même dans l'aire hachurée, représentant la zone des granites chimiquement normaux, d'après TUTTLE et BOWEN (op. cit. p. 79 et 113).

La deuxième constatation qui s'impose est qu'aucun des gneiss à chimisme granitique n'est particulièrement sodique. Les faciès de gneiss ocellés homogènes, qu'ils soient des zones granitoïdes centrales à albite rarement exprimée, ou, au contraire, des régions de bordures suralbitiques et phengitiques, ne montrent pas de variations très importantes. Cela vient à l'appui de l'idée exprimée plus haut, selon laquelle le feldspath sodique et le mica blanc proviennent du démantèlement des minéraux préexistants.

On a introduit dans ce diagramme, aux fins de comparaisons, les données fournies par les analyses de porphyroïdes arkosiques et granophyriques de l'ensemble de Dronero. On constate un remarquable groupement dans la zone médiane du diagramme, qui indique encore une fois un chimisme de granite (ou de rhyolite), ce à quoi il fallait s'attendre après les conclusions exprimées plus haut. Il faut noter en outre qu'il n'y a là encore aucun indice d'évolution vers le pôle albitique et qu'il existe une étroite parenté chimique entre les faciès de l'ensemble de Dronero et ceux des gneiss glanduleux. On tiendra compte plus loin de cette indication de filiation magmatique entre roches d'ensembles, de gisement et de contexte métamorphiques différents.

b) Le problème de l'albite.

L'abondance du feldspath sodique dans les formations des Alpes internes a toujours posé un problème. De cristallisation récente, l'albite englobe la plupart des autres minéraux entrant dans la composition des roches. On a pu se demander s'il ne s'agissait pas du résultat d'un apport sodique généralisé (R. MICHEL 1953). En fait, en abordant le problème comme on l'a fait ci-dessus, on constate que si les faciès granitiques ont des bordures albitiques, cela ne se traduit pas par un changement notable de la composition chimique, compte tenu de ce que nous connaissons du chimisme de ces roches.

Il est vraisemblable que les anciens granites ont été érodés très fortement et que, dès avant le dépôt des ensembles sus-jacents, une altération elluviale sous un climat équatorial a pu se manifester avec un léger lessivage du Fe par exemple (base de l'ensemble graphitique sur les pourtours des masses du Freidour - Cugno Alpet, par exemple). Cela doit expliquer en grande partie les progressives variations des gneiss ocellés vers leurs lisières et

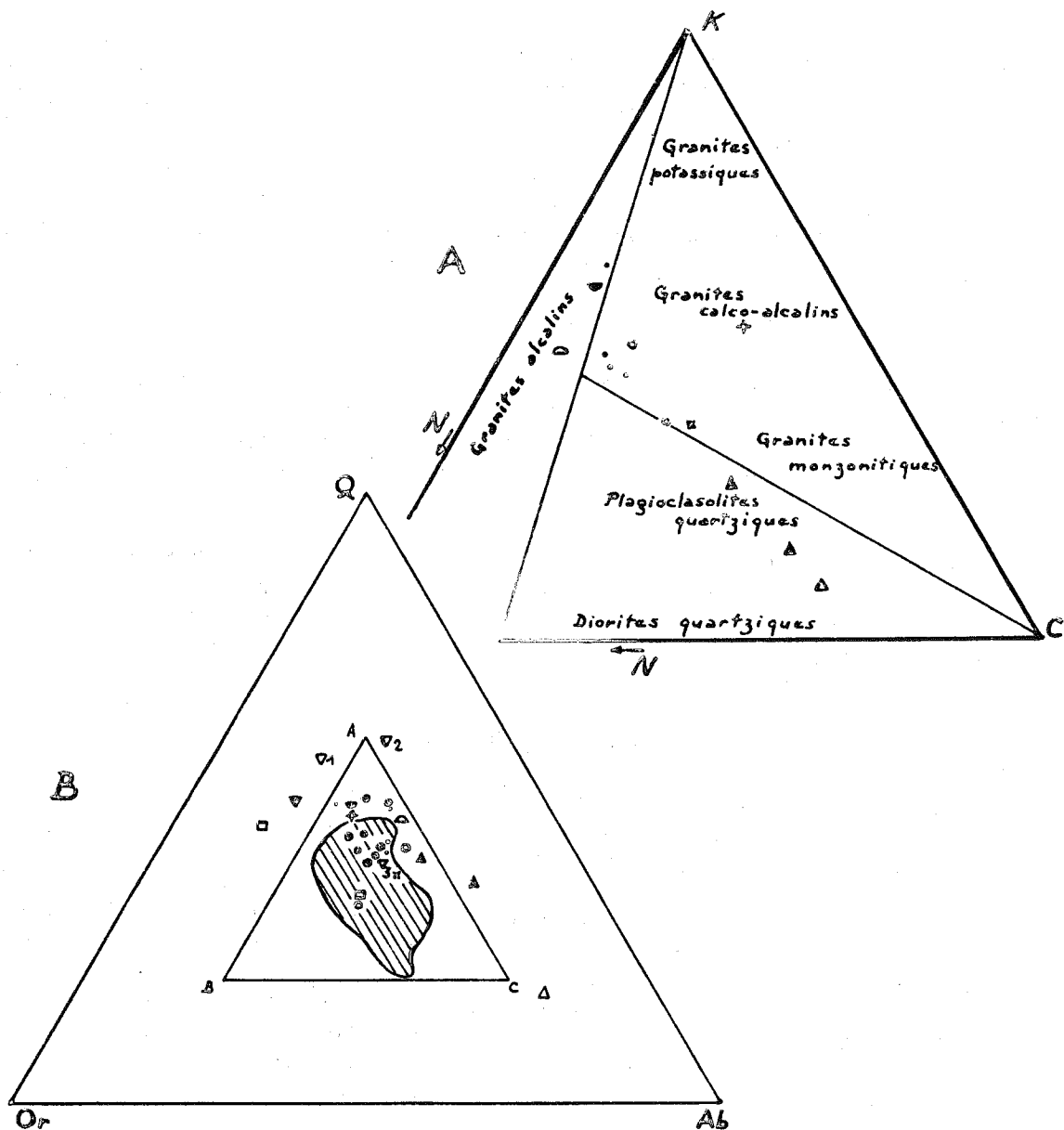


Fig. 37 - Gneiss grossièrement grenus de l'ensemble des gneiss glanduleux et roches voisines comparables (Gneiss du Grand Paradis ; Gneiss de type Sapey de Vanoise ; Faciès ocellés des autres ensembles du Massif Dora Maira).

A : Diagramme K C N

- × = Gneiss amygdalaires
- = Gneiss ocellés homogènes
- ▲ = Gneiss dioritiques
- △ = Lamprophyres des précédents
- = Granites de la Varaita - Pô
- ✦ = Granites de Borgone Vaie
- ▼ = "Néosome" des migmatites du Pellice

B : Diagramme Quartz - Orthose - Albite.

- = Porphyroïdes arkosiques (Luserna)
- ◐ = Porphyroïdes granophyriques
- ▼ = Granite des Scalari (Grand Paradis)
- ▽ = Embréchites du Grand Paradis
 - 1 : près du granite
 - 3 : loin du granite
- ◻ = Gneiss du Sapey (Vanoise)
- ◑ = Granite de Cavour

leur plus facile transformation par les épisodes récents du métamorphisme. Or, malgré ces avatars, le chimisme de la roche est pratiquement conservé et le diagramme Or - Ab - Q (fig. 37, B) ne montre aucune variation vers le pôle sodique. L'albite, plus largement exprimée dans les zones périphériques des gneiss, provient du remaniement des éléments libérés par le démantèlement des minéraux préexistants.

On peut d'ailleurs aboutir à de telles conclusions pour d'autres faciès œillés, albitiques ou non, du Massif Dora Maira. Chaque fois que l'ancien matériel avait une composition chimique de granite (ou de rhyolite, ou d'arkose dérivant immédiatement de ceux-là, ou d'un mélange de ces faciès), on constate que l'apparition d'albite ne s'accompagne pas d'un enrichissement en Na_2O . Tous les points du diagramme Or - Ab - Q restent groupés dans l'aire des roches à chimisme de granite.

Afin d'examiner à cet égard l'état de roches de domaines voisins, auxquelles les divers gneiss œillés du Massif Dora Maira ont pu être comparés, on a pointé sur le même diagramme les analyses des migmatites du Grand Paradis, données par R. MICHEL (1953), et celles des gneiss de type Sapey, données par F. ELLENBERGER (1958). Quelques unes de ces analyses coïncident avec la zone où sont représentées les roches à chimisme de granites normaux, d'autres non. Cela peut être dû à une contamination d'un matériel effectivement granitique par ses épontes, ou bien indiquer que ces faciès sont chimiquement autre chose que des granites. Quoi qu'il en soit, ces possibilités pouvant être admises au moins pour quelques cas des roches examinées, jamais les points représentatifs ne traduisent une évolution vers le pôle albitique du diagramme. Même pour les embréchites du Grand Paradis, où une albitisation croissante a pu être invoquée depuis la base, nettement granitique, vers la partie supérieure de la série (R. MICHEL 1953, p. 129), la tendance est plutôt à un enrichissement en SiO_2 qui fait sortir ces roches du cadre des granites normaux. Pourtant, les masses œillées du Grand Paradis contiennent des granites dont les compositions sont très comparables à celles des "migmatites" encaissantes, à la teneur près en albite exprimée.

En ce qui concerne les gneiss fins, souvent largement albitiques, le problème se pose différemment car on ne peut invoquer un démantèlement de feldspaths potassiques. On doit cependant penser que lors des phases les plus anciennes des transformations métamorphiques (voir ci-dessus l'étude des gneiss fins et de leurs paragenèses successives), un plagioclase avait pu cristalliser. Si l'albite peut lui succéder, moyennant la libération de produits calcaïques (épidotes), on ne fait que reculer le problème de l'origine de la soude. Il est vraisemblable que celle-ci était contenue dans la roche originelle : l'alternance de bancs phylliteux à chloritoïde mais indemnes ou presque d'albite, et de gneiss fins albitiques, mais sans chloritoïde, paraît un bon argument en faveur d'une évolution isochimique de chaque niveau. En outre, ces roches sont intensément plissées, les niveaux à albite comme les autres, bien que l'albite soit indubitablement de genèse postérieure aux déformations. Si une albitisation était venue de l'extérieur du système, elle n'aurait pas respecté la disposition compliquée des horizons et aurait unifié le tout, sans égard pour ceux qui contenaient du chloritoïde par exemple, celui-ci n'excluant pas le feldspath sodique comme l'indiquent plusieurs échantillons.

Il faut donc penser que la roche initiale pouvait être localement assez riche en soude pour produire de l'albite. A cet égard, des arguments peuvent être apportés par l'étude comparative de la teneur en alcalins (K_2O et Na_2O , en molécules), d'une part des roches examinées et, d'autre part, de roches sédimentaires repères.

On a soumis des gneiss fins albitiques de l'ensemble à une série d'analyses (analyses nouvelles n° 29 à 42, B. USELLE, Grenoble 1965 - 1966). Dans le tableau ci-dessous qui en indique les résultats, on a ajouté, à titre de référence, les chiffres donnés par l'analyse de roches de genèse voisine ou de composition chimique globale équivalente, appartenant à des régions proches ou à d'autres ensembles. Enfin, des données choisies dans l'ouvrage de F.W. CLARKE (The data of geochemistry. U.S. geol. Survey Bull. 770, 1924) fournissent, avec des analyses de roches sédimentaires que l'on imagine être comparable aux faciès métamorphisés étudiés ici, un dernier point de repère.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

N° d'analyse	Désignation de la roche	Na ₂ O/K ₂ O mol.
<u>Gneiss albitiques de l'ensemble des gneiss glanduleux de Dora Maira.</u>		
29	Gneiss fin de Rodoretto. Ecailles occidentales	1,1
30	Gneiss fin. Falconiera, Val Sangone	2,4
31	Gneiss fin. Capello d'Envie. Ecailles occidentales	1,6
32	Gneiss fin dans les migmatites hétérogènes. Torrent de Carofrate, Val Pellice.	3,7
33	Gneiss fin. Vaccera, Nord de Torre Pellice	1,4
34	Gneiss fin. Angrogna, Val Pellice	0,6
35	Gneiss ovariditique. Pra del Torno, Nord du Val Pellice.	1,5
36	Gneiss ovariditique près des gneiss dioritiques de Porte (Chisone).	2,6
37	Gneiss ovariditique. Comba Liussa (Val Pellice).	4,5
<u>Autres faciès de l'ensemble</u>		
23	Gneiss dioritique à faciès prasinitique. Nord de Perosa Argentina.	1,3
22	idem. Porte (bas Chisone).	3,0
24	Lamprophyre ; filon à faciès prasinitique dans le gneiss dioritique de Porte.	4,2
<u>Gneiss fins de l'ensemble graphitique.</u>		
38	Gneiss ovariditique. San Germano Chisone.	3,3
39	Ciment des conglomérats de Chiotti (Val Germanasca).	1,8
<u>Gneiss fins de l'ensemble de Dronero.</u>		
40	Gneiss "gréseux" de la Conca Cialancia.	2,05
41	idem, charbonneux de l'Alpe Sella Vecchia	1,85
<u>Régions voisines. Grès permians et carbonifères de la zone briançonnaise (non métamorphiques)</u>		
42	Grès de La Pra (Maurienne)	1,8
3 échantillons de grès houillers (analyses R. FEYS, 1958) (zone briançonnaise méridionale).		1,6 1,2 1,5
3 échantillons de grès houillers (analyses J. FABRE, 1959) (Maurienne et Tarentaise).		1,85 1,9 1,45
Grès houiller de Maurienne (analyse F. ELLENBERGER, 1958)		1,15
<u>Analyses citées par CLARKE (op. cit.).</u>		
<u>Sédiments actuels et roches sédimentaires types</u>		
		2,05
p. 511	Argiles résiduelles	1,3 1,25 3,00
p. 517	Argile marine rouge	1,85

p. 518	Mélange de 51 échantillons d'argiles rouges.	1,1
p. 552	Mélange de 51 échantillons de "shales" paléozoïques	0,42
-	Mélange de 27 échantillons de "shales" mésozoïques et tertiaires	1,0
-	Echantillon de "shale" carbonifère	11,6

Il est important de souligner que l'on a tenté, autant que possible, d'établir ici des comparaisons entre roches dont la composition chimique globale était sensiblement voisine. Il ne saurait être question de comparer ces roches, à proportions importantes en éléments ferromagnésiens, avec des quartzites ou des calcaires, dont la teneur en soude ne peut être que faible, en général, par suite de la nature du sédiment initial.

En définitive tous ces chiffres montrent partout des variations désordonnées, d'où il ressort que la valeur du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est un reflet de la composition initiale d'une roche donnée, puisque des faciès indemnes de recrystallisations peuvent contenir des proportions considérables en Na_2O sans qu'aucune métasomatose soit envisageable. Il n'est donc pas nécessaire d'invoquer un apport de soude pour expliquer une cristallisation importante d'albite dans les gneiss albitiques de l'ensemble des gneiss glanduleux. Il est tout à fait probable que la seule composition originelle de leurs roches mères en soit la cause.

En résumé, ces considérations ne permettent pas d'adhérer à la thèse de R. MICHEL de la métasomatose albitique. L'albite semble uniquement provenir des éléments initialement présents dans la roche où on la trouve actuellement. Feldspaths potassiques, plagioclases, amphiboles, etc., des roches anciennes, passant elles-mêmes leur soude dans le sédiment initial, en sont les sources. C'est un minéral qui apparaît en dernier lieu, selon l'ordre normal de cristallisation et il répond aux conditions d'équilibre de réactions selon lesquelles s'effectue le métamorphisme qui l'a engendré et qui, ici, rappelons-le, est de faible intensité.

C - Conclusions à l'étude pétrographique de l'ensemble des gneiss glanduleux.

La série sédimentaire originelle, base de l'ensemble des gneiss glanduleux et aujourd'hui représentée par les faciès de micaschistes alternant avec des gneiss albitiques, véritable "tissu conjonctif de liaison" des faciès de l'ensemble, était essentiellement gréséo-pélimitique. D'assez nombreuses coulées volcaniques, localement repérables comme sous-aquatiques, y sont mêlées et permettent d'envisager qu'elles sont intervenues au cours d'une sédimentation marine de type Culm. On serait alors en présence de sédiments où alternent des faciès argileux et des faciès de greywackes gréseuses, dans la genèse desquelles les coulées basiques intercalées jouent un rôle.

Cette série sédimentaire a été très anciennement métamorphisée et granitisée. En effet, sous les minéraux qui indiquent une succession de recrystallisations analogue à celle définie dans les autres ensembles où on a pu la juger d'âge alpin, se font jour d'autres paragenèses, résiduelles. Connaissant le caractère polyphasé du métamorphisme ultime, et les associations minérales développées dans chacune de ses phases, il faut admettre que l'ensemble des gneiss glanduleux est polymétamorphique, un temps important séparant le premier métamorphisme des phases récentes.

Cette histoire ancienne de ce qu'il faut considérer comme un socle, est difficile à déchiffrer et ce qu'on en connaît est incomplet. Mais les éléments disponibles permettent de penser que l'épisode antique des recrystallisations a formé sûrement des biotites et des grenats, avec, probablement aussi, des silicates d'alumine et des plagioclases. C'est du moins ce qui s'observe dans les niveaux actuellement accessibles de cet ensemble. Mais en profondeur, les paragenèses pouvaient atteindre les caractéristiques du faciès éclogite, avec grenat pyrope, pyroxènes orthorhombiques, disthène, rutile, etc.

Concurremment à ces effets du métamorphisme général, se développe une granitisation qui occupe des surfaces importantes. Ses premières manifestations peuvent être représentées par les faciès amygdalaires qui acquerront toutefois cette texture ultérieurement. Au départ, il s'agit d'une feldspathisation sporadique dans les masses micaschisteuses. Mais la granitisation profonde peut aussi se manifester sous la forme de migmatites hétérogènes : un matériel silico-alcalin vient se mettre en place en un véritable chevelu de filons artéritiques dans les schistes cristallins fins. Ce ne sont cependant là que des phénomènes marginaux, traduisant dans des zones relativement élevées, une activité profonde plus intense. Celle-ci s'individualise aussi, mais sans doute un peu plus tard, en de vastes régions entièrement homogénéisées en un granite grossier, porphyroïde, calco-alcalin à monzonitique.

Compte tenu des autres éléments dont on dispose (filonnets artéritiques de matériel granitique dans l'encaissant, contacts nets avec ce même encaissant, enclaves plus basiques dans la masse granitique, filons tardifs lamprophyriques ou quartzeux, etc), on doit penser que ce granite est le résultat d'une palinogénèse des matériaux de la profondeur qui remontent dans leur couverture métamorphique. Cette mise en place a dû se faire à une température assez élevée, ce qu'implique bien une intrusion. En effet, les feldspaths potassiques actuellement observables contiennent toujours des résidus d'orthose. Cette forme monoclinique est déjà un indice de la température de formation du feldspath potassique, mais il faut considérer en outre la teneur en albite de celui-ci (et aussi des plagioclases associés). Tous les feldspaths du granite ont été plus ou moins démantelés par les événements ultérieurs. Plusieurs raisons permettent de considérer que l'albite abondante et ultime qui en est un résultat provient de ces seules transformations. Il faut donc penser que les feldspaths anciens étaient riches en albite, malheureusement en une proportion impossible à chiffrer. Quoi qu'il en soit, cette forte teneur en albite qui existait probablement dans les anciens feldspaths, conduit à la même idée d'une formation à température relativement élevée des minéraux primitifs (voir T.F.W. BARTH, 1951, The feldspar geologic thermometer. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Bd 82, p. 143-154). Ainsi, les vastes masses de gneiss ocellés homogènes représentent-elles une ancienne intrusion granitique, et non des migmatites.

L'évolution éruptive de ces masses anciennes n'est pas terminée pour autant, car viennent s'y mettre en place, en un dernier épisode, de petits massifs circonscrits d'une granodiorite à grain fin. Elle paraît représenter la phase finale de la granitisation de l'ensemble. Son matériel, relativement basique, doit alors être considéré comme un résidu plus dense des masses remobilisées, dont la partie légère, riche en silicé et en alcalins, préluait dans les migmatites hétérogènes au paroxysme de la granitisation.

Ultérieurement, ce bâti, déjà consolidé et peut-être déjà en voie d'être disséqué par les déformations qui vont intervenir avec les phases proprement alpines de son histoire, est l'objet d'intrusions granitiques filoniennes. Leurs aspects structuraux et pétrographiques rendent improbables un rapprochement de ces venues avec la granitisation dont il est question ci-dessus. Elles lui sont postérieures et recoupent ses traces. Avec leur mise en place, des échantillons de leurs épontes profondes sont remontés dans les niveaux supérieurs, ce qui entraîne la coexistence étonnante de faciès éclogitiques à grenats géants avec des gneiss beaucoup plus banaux.

Cet épisode, dont les granites de la Varaita sont les meilleurs représentants (les granites du Val de Susa se rapportant peut-être aux phases de la granitisation principale) clôt l'évolution ancienne de l'ensemble des gneiss glanduleux. Il constitue peut-être aussi le passage à une histoire plus récente où l'on retrouve toutes les traces qui ont été analysées dans les autres ensembles, celui des calcschistes compris, et qui sont de ce fait sûrement d'âge alpin.

Il s'agit d'abord d'une phase de recristallisations dans une ambiance de hautes pressions et assez basses températures, constamment associée à d'intenses déformations. Celles-ci ont pour résultat un morcellement en boudins de tous les bancs "compétent" (anciennes laves, niveaux plus gréseux) et un complet chiffonnage en petits plis intrafoliaux des niveaux plus plastiques (micaschistes à nodules), pendant que celles-là provoquent l'apparition de minéraux caractérisant la limite entre le faciès des Schistes à glaucophane et les sous-faciès froids des Schistes

verts. Ainsi naît la foliation régionale, qui intéresse tous les niveaux, sauf les plus internes des faciès granitiques (zone du Freidour - Frossasco - Cantalupa - Nord du Cugno Alpet). Elle se superpose vraisemblablement (voir Analyse structurale), en les épousant, aux structures anciennes. Elle dirige aussi la disposition des minéraux caractéristiques en voie de croissance : glaucophane, chloritoïde, phengite. Parfois, elle intervient peu dans des masses particulièrement résistantes (laves) et les conditions locales ainsi créées permettent la cristallisation de minéraux du faciès éclogite (association à glaucophane - jadéite du cœur des pillow-lavas.)

Peu à peu, ces conditions évoluent et, avec de moindres pressions, liées sans doute à la cessation constatée des mouvements, la température croît jusqu'à permettre la cristallisation de minéraux caractérisant les sous-faciès chauds des Schistes verts. Ainsi apparaissent les éléments qui donnent le faciès pétrographique des roches actuellement observables où les restes des épisodes anciens le disputent aux néocristaux : hornblende bleu vert, chlorite, biotite, albite. Tous ces minéraux, peu ou non orientés, proviennent du démantèlement des anciens qu'ils peuvent sceller avec leurs structures, dans leur trame, ou même sous forme d'inclusions (albite poecilites englobant les plis intrafoliaux se poursuivant dans les phyllites avoisinantes). On retrouve ici un canevas final selon lequel se sont également produites les recrystallisations dans les autres ensembles et, ici comme là, il n'est besoin d'invoquer que les seuls effets d'un métamorphisme isochimique.

Ces traces successives ne sont pas toujours faciles à mettre en évidence, surtout dans des faciès où les métamorphismes ont été sensiblement isozonaux. L'existence de biotites ancienne et moderne est, en particulier, souvent délicate à observer. En effet quand les indices de la phase du métamorphisme de hautes pressions, débutant le cycle récent, sont peu sensibles, les déstabilisations du mica ancien sont directement reprises par la néobiotite qui, de ce fait, se calque sur son prédécesseur. Par chance, l'albite contemporaine de la néobiotite inclut des débris plus ou moins chloritisés de l'ancien mica et non du nouveau. Cette indication est donc précieuse, mais on doit se demander si l'albite de même génération que la néobiotite brune ou kaki n'est pas due à un apport sodique tardif.

Cette hypothèse est peu probable. Un apport généralisé, comme on l'a invoqué ailleurs (R. MICHEL 1953), devrait avoir envahi tous les faciès. Or, au contraire, une nette diversification existe entre les faciès de gneiss fins à albite mais sans chloritoïde et ceux de micaschistes, à chloritoïde mais sans albite, dans un ensemble où ces deux types de roches sont pourtant intimement liés. Aussi peut-on en déduire que les différences lithologiques originelles subsistent. L'albite croît là où le matériel ancien de type greywacke, par exemple, le permettait, grâce à une composition chimique proche de celle des laves basiques, dont elle a des éléments. On peut en trouver une illustration dans le cas des gneiss fins à faciès ovaritiques (richesse en phyllites, pauvreté en quartz, grande quantité de grosses albités ocellaires), qui sont des formes métamorphiques classiques des laves basiques.

En ce qui concerne la croissance de l'albite dans les gneiss ocellés, ou autres anciens granites, la façon la plus simple de la concevoir, et qui tient au mieux compte des faits, est qu'elle s'est là encore produite sans changement notable de la composition chimique de l'ancienne roche. Les transformations métamorphiques, dont le chemin a été frayé sur les bordures des masses granitiques, par une érosion et une altération préalables au dépôt des ensembles sus-jacents, entraînent la formation de feldspath sodique aux dépens des anciens minéraux. Les vieux feldspaths potassiques en sont une des sources les plus importantes. Leur démantèlement et la production concomitante d'albite s'accompagnent d'une muscovitisation. Comme celle-ci se produit dans une ambiance de hautes pressions, avec excès de SiO_2 , le mica recréé est la phengite.

Ainsi, se dessine l'histoire complexe de cet ensemble, polymétamorphique et granitisé, socle ancien du Massif Dora Maira.

VII - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GISEMENTS PARTICULIERS.

On a groupé ici une catégorie de faciès dont les rapports avec les roches des autres ensembles sont impossibles à déterminer. Leur extension est limitée et leur intérêt géologique réduit, parce qu'ils ne peuvent donner lieu qu'à des interprétations imprécises et souvent conjecturales.

- La Rocca de Cavour.

Cette montinsule^(*) isolée dans la plaine alluviale du Pô, à plus de 5km du front des premières collines du massif, domine, de plus de 150 m la bourgade de Cavour, établie à son pied. Cette situation étonnante ne permet pas d'établir de relations bien sûres avec le Massif Dora Maira proprement dit. Cependant l'existence à Cavour de micaschistes graphiteux devraient permettre de comparer les constituants de cette colline avec les formations de l'ensemble graphitique. En fait, seuls les micaschistes chargés de matière organique permettent un tel rapprochement, car, par ailleurs, les faciès présents sont tout à fait inhabituels et ne se rencontrent que là.

Les roches de la Rocca sont disposées en une structure monoclinale régulière, à pendage nord très modéré. Cette situation est celle de la foliation qui, comme ailleurs dans le massif, correspond au plan axial de multiples plis intrafoliaux. Toute la partie nord est occupée par des micaschistes à graphite à intercalations quartzitiques, parfois conglomératiques, presque toujours rouillés. L'arête faîtière, disposée en croissant ouvert en direction du Nord, sépare la zone des micaschistes charbonneux de celle du versant méridional, où ils sont rares. En descendant sur ce flanc sud, on rencontre successivement des micaschistes quartziteux devenant riches en biotite, puis des roches blanchâtres, très massives et dures qui constituent le sommet de la butte. Quelques niveaux charbonneux s'y rencontrent. Ils sont particulièrement riches en biotite qui dessine une belle linéation de direction N 100° E. La roche blanchâtre passe très vite ensuite au granite qui compose toute la base sud de la Rocca. C'est d'abord une roche à l'aspect gneissique, très plissotée, riche en biotite, à nombreux filonnets et lentilles de quartz légèrement améthyste. Puis, le faciès devient progressivement plus homogène et, sans devenir équant - il garde toujours une nette texture planaire - tend à mieux correspondre à un type granitique. Celui-ci est grossièrement grenu, souvent porphyroïde, à quartz ronds, gris bleuté, abondante biotite orientée et fine muscovite, très luisante sur les plans de clivage de la roche. Il comporte d'assez fréquentes enclaves très micacées et les filonnets aplitiques ou quartzeux, n'y sont pas rares.

Si l'étude microscopique des micaschistes charbonneux n'apporte rien de nouveau, par contre les faciès particulièrement riches en biotite offrent quelques originalités.

Le fond de la roche est constitué par du quartz disposé en petits agrégats grano-blastiques irréguliers, lenticulaires. Les micas sont très abondants. Ils se disposent en lits, mais leurs paillettes sont souvent disposées de façon quelconque par rapport à l'allongement de ces lits. Il s'agit surtout de biotite, extrêmement pléochroïque (d'un jaune très clair à un brun acajou foncé), très fraîche et en grandes lamelles bien formées. Le mica blanc lui est très subordonné et il apparaît en feutrage de très fines paillettes à contours déchiquetés envahis par la biotite. Localement, ces phyllites enveloppent des grains d'apatite et de rares épidotes.

Ces micas sont écartés par des plagioclases aux contours arrondis, constellés de fines paillettes de séricite. Ces phénoblastes sont volumineux, souvent maclés et ne

(*) - L'Académie des Sciences préfère ce terme à celui d'"inselberg".

comportent pas d'inclusions poecilites, à part les paillettes sériciteuses qui peuvent être des produits d'altération. Il s'agit d'oligoclase (An 12 à 15). Les relations de ce plagioclase avec les biotites sont assez remarquables : le mica s'écarte du feldspath et l'enveloppe en sorte de cloisons, ou est brutalement tronqué à son contact.

Les quartzites ne présentent pas de caractères très particuliers : ce sont des roches détritiques de type arkosique, à feldspaths (plagioclase et microcline) en morceaux anguleux, altérés, et peu de mica blanc.

Les roches blanches qui leur sont associées montrent, quant à elles, des faciès à feldspaths automorphes (plagioclase maclé : oligoclase moyen) et quartz en cristaux globuleux, à extinction onduleuse, souvent cernés par un agglomérat granoblastique fin. Les micas blancs y sont rares. Il est probable qu'il s'agit d'un niveau de porphyre quartzifère, très peu démantelé.

Le granite, enfin propose à l'observateur une structure souvent orientée à fond granoblastique quartzifère fin, sur lequel se détachent des phénocristaux automorphes de quartz globuleux, de plagioclases séricitisés, bien maclés, souvent cassés (oligoclase An 15) et de gros feldspaths potassiques (orthose) à perthite en flammèches et fines lamelles. Les micas constituent souvent de petits nids : micas blancs, en fines paillettes mêlées à des cristaux automorphes d'épidote, ou bien des lits plissotés. La biotite est en belles lames beaucoup plus grandes, aux contours corrodés, incluant parfois des grenats ou des granules de quartz. Elle n'obéit pas à la disposition qui affecte les micas blancs et elle est parfois chloritisée.

La composition chimique du granite de Cavour est la suivante :

Analyse n° 43. Granite de Cavour - Base sud de la Rocca. Echantillon PV 1312 (Analyse nouvelle : B. USELLE, Grenoble 1965).

SiO₂ 73,95

Al₂O₃ 14,00

Fe₂O₃ 1,35

FeO 0,95

MgO 0,85

CaO 0,40

Na₂O 3,20

K₂O 3,30

TiO₂ 0,15

P₂O₅ 0,10

MnO 0,05

H₂O+ 0,80

H₂O- 0,05

Total 99,15

Paramètres CIPW-Lacroix :

I (II), 3, 1, 3 (4).

Paramètres de Niggli :

si = 434,2 al = 48,4 fm = 18,6

c = 2,5 alc = 30,6 p = 0,66

k = 0,40.

Nomenclature de l'équivalent éruptif :

granite alcalin orthosique.

Le report sur les diagrammes Or - Ab - Q et KCN (voir fig. 37) permet de bien situer le chimisme de cette roche alcaline, nettement différente de celles que l'on a étudiées dans le Massif Dora Maira.

Etant donné l'impossibilité de relier ces faciès avec leurs voisins du massif, il est bien délicat de tenter d'établir des parallèles. En outre, l'exiguïté de l'affleurement offre peu de critères pour une interprétation bien étayée. Pourtant plusieurs éléments concourent à suggérer qu'il s'agit peut-être d'une granitisation syntectonique au sein de masses comparables à celles de l'ensemble graphitique : ce sont la structure et la composition du granite, ainsi que, dans les schistes cristallins, la fraîcheur et la disposition de la biotite qui se calque sur d'anciens lits micacés clairs, morcelés.

- Les filons récents.

Toutes les roches du Massif Dora Maira peuvent être recoupées par des cassures récentes, dont les épontes sont généralement enduites de fines paillettes de chlorite très verte. Les manifestations hydrothermales tardives peuvent cependant prendre un caractère plus important, mais ce ne sont jamais que des curiosités locales.

Les plus développées se situent dans le Val de Susa, où les masses de l'ensemble de Dronero sont localement lardées de filonnets quartzeux, à longues aiguilles radiées de tourmaline.

Dans le Val Chisone, les gneiss dioritiques de Perosa Argentina (carrière du Rio Agrevo) comportent quelques filons à remplissage de quartz et de chlorite. Ils s'élargissent parfois en ménageant des géodes à quartz transparent ou enfumé, aux belles formes cristallines. Parfois, le filon est composé d'un agglomérat pulvérulent de chlorite et de biotite, où sont enchâssés des cristaux automorphes d'albite, de taille centimétrique. Toujours, ces filons, minces ou épais, à chlorite ou biotite, modifient le gneiss encaissant à leur contact immédiat. Sur 5 à 10 cm, le gneiss dioritique est blanchi (quartz et feldspath) et ses biotites y sont fortement chloritisées.

Dans le Val Gilba, peu en amont de Brossasco, ce sont des filons de pegmatites qui recoupent les gneiss du socle. Il s'agit toujours de filons minces (10 à 20 cm), qui n'ont jamais une grande continuité. Ils se composent de grandes lames automorphes de muscovite, légèrement verdâtre, un peu tordues, pouvant atteindre 4 à 5 cm, soudées par un quartz laiteux où le feldspath, rare, altéré, rosé, y ménage parfois quelques perforations scoriacées.

Ces filons, exceptionnels dans le massif, peuvent, la plupart du temps, être considérés comme des remplissages locaux par des solutions provenant de l'encaissant immédiat. Cependant, il se pourrait aussi qu'ils traduisent, en surface, une remobilisation granitique profonde.

VIII - CONCLUSIONS.

L'analyse pétrographique des roches du Massif Dora Maira permet d'individualiser cinq grands ensembles d'origines variées, mais d'évolution pétrologique voisine, au moins en ce qui concerne quatre d'entre eux qu'on peut qualifier de couverture. Seul l'ensemble des gneiss glanduleux, qu'on peut qualifier de socle, offre des paragenèses qui indiquent un métamorphisme ancien compliqué de granitisation. Ces phénomènes sont antérieurs aux phases qui, elles, par les traces laissées dans l'ensemble des calcschistes, peuvent être attribuées aux transformations d'âge alpin.

Le Massif Dora Maira comprend donc un socle et des séries de recouvrement. Le socle doit être considéré comme une série sédimentaire de type Culm, où s'intercalent des coulées de laves basiques sous-aquatiques. Il a été métamorphisé et injecté de granites à une période ancienne. Les traces de ces événements, qui subsistent après les épisodes plus récents, permettent de penser que les recrystallisations de cette époque produisaient dans les schistes cristallins, au moins de la biotite et du grenat, probablement un silicate d'alumine et des plagioclases. Les aires granitisées offrent, quant à elles, des éléments qui tendent à prouver une remobilisation profonde du bâti métamorphique. Les minéraux créés lors de celle-ci montrent les caractères d'une fusion du matériel à température relativement élevée. Ce sont les produits de cette paléogénèse qui injectent progressivement leur superstructure d'ecténites.

Ce vieux matériel a été par la suite fortement érodé et altéré sur de grandes épaisseurs avant le dépôt des ensembles supérieurs qui, d'abord essentiellement détritiques et charbonneux (ensemble graphitique de Pinerolo), s'installent en de petits bassins limniques, sans doute dans les dépressions aménagées par l'érosion dans le bâti ancien. Commencant ainsi par des formations détritiques localisées, toujours abondamment pourvues en matière organique qui paraît traduire une sédimentation sous un climat à végétation riche, les dépôts des autres ensembles évoluent vers des caractéristiques plus continentales et arides. Il en résulte des épandages disséminés de matériaux peu remaniés où se retrouvent en grande partie les produits de l'altération du socle granité. A ce matériel se mêlent alors d'importantes accumulations de roche volcaniques acides qui interviennent à cette époque (ensemble de Dronero). Exprimé sous forme de sills ou de filons microgrenus à grenus (porphyroïdes granophyriques), ce volcanisme se fraie évidemment un chemin dans le socle où il peut être retrouvé sous la forme de laccolites minces ayant ramené des profondeurs des lambeaux de leurs épontes (granites de la Varaita et "pegmatites" associées). En surface, l'émission acide se fait surtout sous forme tufacée ou peut-être ignimbritique, dont les amas sans cesse renouvelés par les paroxysmes successifs, se mélangent aux produits de leur désagrégation immédiats et aux épandages détritiques continentaux de provenances diverses, dont le socle ancien (porphyroïdes arkosiques).

Cette période d'intense activité éruptive se clôt par un retour au calme progressif dans un même climat aride subcontinental. Lors de cette période, les dépôts sont épars et proviennent du remaniement des masses antérieures dont l'altération entraîne la production d'argiles montmorillonitiques englobant des débris essentiellement quartzueux (ensemble de Sampeyre). C'est alors que se produit une transgression, probablement marine, qui voit d'abord l'arrivée de masses sableuses, conglomératiques aux niveaux inférieurs et qui constituent la base sans doute triasique de l'ensemble des calcschistes (quartzites blancs). L'invasion marine s'accroît progressivement avec le dépôt de bancs calcaréo-dolomitiques épais, dont l'importance est encore fonction des dépressions et des hauts fonds ménagés dans leur substratum. C'est ainsi que leur disposition suggère l'existence de deux fosses, respectivement au Nord (Val de Susa) et au Sud (Val Maira et Val Grana), du futur Massif Dora Maira. Progressivement, ces dépôts mésozoïques vont devenir plus marneux, ampélitiques, localement gréseux : la masse des futurs Schistes lustrés s'installe, le géosynclinal alpin s'individualise, avec une basification de certains de ses niveaux, ce qui se traduit par l'intercalation dans les sédiments, de nombreuses venues ophiolitiques.

Avec l'histoire de l'évolution dynamique de ces masses géosynclinales alpines, débutent les recrystallisations. Celles-ci vont remanier tous les niveaux de l'édifice déjà complexe, au cours de déformations que l'analyse structurale va permettre de détailler. Les intenses mouvements de cette période provoquent les boudinages dans le matériel "compétent" et de multiples replis intrafoliaux dans les niveaux "incompétent". Les structures naissantes réorientent les anciens éléments du socle et conditionnent la disposition des premiers minéraux qui peuvent cristalliser dans les ensembles jusque là indemnes de tout métamorphisme, comme dans ceux qui avaient acquis jadis un faciès cristallin. De cette recrystallisation syncinématique naît un feuilletage, qui se calque plus ou moins sur les anciennes structures, sédimentaires ou métamorphiques, et qui devient la foliation régionale. C'est au cours de ces mouvements ("penetrative movements" de la littérature anglo-saxonne), que se produit la première phase du métamorphisme d'âge alpin.

Partout, y compris dans l'ensemble de socle, cette phase initiale développe des paragenèses qui caractérisent la limite entre le faciès des Schistes à glaucophane et celui des Schistes verts plus banal, dans ses sous-faciès "froids". Les minéraux caractéristiques formés alors, sont les suivants : glaucophane, stilpnomélane, phengite et chloritoïde, avec subsidiairement : graphite, talc, trémolite et grenat.

Dans l'ensemble mésozoïque, une évolution progressive est sensible. Dans les autres ensembles, il est difficile de distinguer plusieurs étapes dans cette phase débutante du métamorphisme alpin, dont la caractéristique la plus importante est que ses minéraux se disposent suivant les lignes structurales qui se créent.

Cette phase de hautes pressions et basses températures va s'atténuant avec la fin des déformations qui s'achèvent en un épisode de stabilité qui n'exclut pas les recrystallisations. Alors apparaissent en effet des minéraux qui ne s'organisent plus aussi nettement suivant le canevas dressé par les déformations. Ils marquent un net réchauffement des conditions de recrystallisations : biotite, chlorite, épidote, grenat, albite en sont les traces essentielles avec toutes les marques de déstabilisation des minéraux de plus hautes pressions précédemment formés. On passe ainsi à des paragenèses caractéristiques du faciès des Schistes verts dans ses sous-faciès les plus chauds. Ces différents phénomènes sont illustrés par les cartes zonéographiques ci-jointes (planche hors texte n° II).

Dans le socle ancien, ces phases successives se repèrent facilement, au moins dans les zones non granitisées. Dans les granites, il est difficile de distinguer une dualité dans les déstabilisations qui marquent les anciens minéraux. La phengitisation, voire l'albitisation, qui précèdent de peu l'apparition de la néobiotite en constituent cependant des indices que l'on retrouve plus nettement dans l'encaissant. Il reste que le polymétamorphisme est évident et qu'ainsi la notion de socle se trouve renforcée. Soulignons enfin que, dans ces faciès, la transformation des anciens phénocristaux de feldspath potassique est souvent totale. A leur place, des amas composites d'albite et de micas constituent de grosses amygdales qui simulent des galets. Cette production d'albite aux dépens de feldspaths antérieurs s'accompagne couramment d'une muscovitisation où l'on doit voir une réutilisation de la potasse libérée.

En définitive, dans l'évolution des roches du Massif Dora Maira, un seul métamorphisme, mais polyphasé, est intervenu sur les ensembles de couverture, alors que pour les faciès de socle, il y en a eu deux, superposés et compliqués en outre par des granitisations. Les transformations, notamment les plus récentes, se produisent sans changement appréciable de la composition chimique des roches et l'apparition successive de paragenèses différentes est uniquement due à un démantèlement des minéraux préexistants qui fournissent le matériel nécessaire à la formation des néocristaux. Le développement de ceux-ci est entièrement sous la dépendance de l'évolution orogénique de la région, depuis la création des bassins de sédimentation jusqu'à la tectogenèse finale. On doit penser, en particulier, que le soubassement est constitué par les résidus d'une vieille chaîne presque entièrement cratonisée et arasée. Les dépôts ultérieurs et surtout les matériaux provenant des éruptions acides dues au volcanisme subséquent de la vieille chaîne en voie de disparition, se disposent en fonction des formes résiduelles du socle. Ils subissent d'abord les effets d'un métamorphisme de zones à faible gradient géothermique, imputable à l'évolution embryonnaire de la chaîne alpine. Les événements ultérieurs, qui traduisent

au contraire l'apparition d'un gradient géothermique plus élevé, doivent être attribués à l'histoire récente de l'orogène dont les lisières de la zone géosynclinale sont en voie de cratonisation. On peut voir un indice de cette granitisation profonde déjà impliquée par les paragenèses ultimes, dans les données de la géophysique (E. BEDERKE, 1963) et dans l'apparition, plus palpable pour le géologue de terrain, de multiples filonnets récents, le plus souvent quartzo-chloriteux, mais parfois aussi pegmatitiques (Val Gilba). Le granite de Cavour est peut-être (?) l'expression finale de la granitisation.

DEUXIEME PARTIE

ANALYSE STRUCTURALE

DEUXIEME PARTIE - ANALYSE STRUCTURALE

I - INTRODUCTION.

- Limites de l'étude. Définitions.

II - LES MESOSTRUCTURES.

A - Caractères généraux.

- 1) Les linéations.
- 2) Les plans.

B - Les mésostructures de l'ensemble des calcschistes.

C - Les mésostructures des ensembles de Sampeyre et de Dronero.

- 1) Les micaschistes.
- 2) Les gneiss.
 - a) les "granophyres".
 - b) les "porphyroïdes arkosiques".
- 3) Les mésostructures longitudinales.

D - Les mésostructures de l'ensemble graphitique de Pinerolo.

E - Les mésostructures de l'ensemble des gneiss glanduleux.

- 1) Les micaschistes et roches associées.
- 2) Les gneiss.

F - Conclusions à l'analyse des mésostructures.

III - LES MEGASTRUCTURES.

A - Les plis.

B - Les accidents cisailants et cassants.

- 1) Individualisation des contacts anormaux.
- 2) Les chevauchements.
 - a) Les rapports entre les ensembles gneissiques et la masse des calcschistes.
 - b) Les discontinuités dans les ensembles gneissiques.
 - c) Chevauchements et foliation
 - d) Chevauchements longitudinaux.
- 3) Les accidents cassants.

C - Les grandes unités tectoniques.

- 1) Les unités méridionales
 - a) L'unité du Mont Birrone - Testa di Cervetto
 - b) L'unité du Val Pô - Varaita
- 2) Les unités centrales.
 - a) L'unité du Pellice - Val d'Angrogna
 - b) L'unité du Val Luserna et la cuesta du Mont Bracco.
- 3) Les unités septentrionales.
 - a) L'unité du Chisone - Mont Freidour.
 - b) L'unité de la Dora.
- 4) Les écaillés occidentales.

D - Conclusion à l'analyse des mégasstructures.

IV - CONCLUSIONS.

A - Evolution syncinématique des cristallogénèses.

- 1) Les structures transversales.
- 2) Les structures longitudinales.

B - Relations entre les phases de déformations.

- 1) Le soubassement ancien.
- 2) L'aspect moderne du massif.

C - Coupes interprétant l'architecture du Massif Dora Maira.

"... every structure in a rock is significant,
none is unimportant, even if at first it may
seem irrelevant".

Ernst CLOOS.

DEUXIEME PARTIE - ANALYSE STRUCTURALE

=====

I - INTRODUCTION.

A plusieurs reprises au cours de l'analyse pétrographique des différents ensembles constituant le Massif Dora Maira, on aura noté la référence faite aux incidences structurales auxquelles contrainst une étude complète. Dans la partie purement pétrographique, afin de rendre le texte moins complexe, les notions structurales n'ont cependant été qu'effleurées. Il est nécessaire maintenant d'examiner en détail ces problèmes avant d'aborder la relation des objets structuraux analysés ici avec la pétrogenèse et l'architecture d'ensemble du massif.

Limites de l'étude. Définitions.

L'analyse structurale a pour but essentiel l'étude de la disposition spatiale des objets géologiques afin d'en construire les formes géométriques en fonction des événements qui les ont successivement marquées au cours de leur évolution. Ces "objets" peuvent être de tous ordres et de toutes grandeurs. En raison de l'ampleur du sujet abordé, cette analyse est basée sur un choix préalable (*) qui conditionnant un raisonnement l'infléchira obligatoirement. On peut cependant penser que les données essentielles du problème ainsi abordé se dégagent assez

(*) - On a dû se limiter ici à envisager seulement quelques unes des formes structurales des roches du massif. Le choix a été fait parmi celles qui paraissaient essentielles pour la compréhension de leur évolution structurale et pétrologique. Il est évident que cela ne constitue qu'un premier temps d'une étude structurale détaillée et complète..

bien et que, compte tenu du point de vue fragmentaire donné par cette étude incomplète, les résultats obtenus sont assez nombreux et probants pour permettre des déductions suffisamment importantes et conclusives. Cependant, il est évident que si l'apport d'une masse plus grande d'observations, (et portant sur des éléments qu'on a volontairement omis d'analyser) venait à le rendre nécessaire, ces conclusions demanderaient à être aménagées. On doit néanmoins considérer que la présente étude, aussi imparfaite soit-elle avec ses lacunes et insuffisances, est essentielle pour aborder la résolution des problèmes d'ordre tectonique et pétrogénétique posés par l'étude géologique du massif.

Cette étude a donc porté principalement sur l'observation, sinon systématique du moins par zones régulièrement réparties dans tout le massif, des plans de foliation et de litage et des linéations, qu'elles soient des gaufrages, des axes de plis grands ou petits, des alignements de minéraux, des étirements de galets, etc... Des relations mutuelles de ces éléments et de leur comparaison avec des structures bien supérieures en taille plus habituellement observées et qu'en outre la cartographie fait généralement ressortir, ont été déduits les grandes lignes qui gouvernent l'architecture du massif, en fonction des caractéristiques des plans et lignes mesurés sur le terrain.

La mesure de l'orientation de ces objets a très vite fait ressortir deux grands groupes de structures : les éléments sensiblement dirigés selon l'axe de la chaîne alpine, c'est-à-dire Nord-Sud, et les éléments qui sont au contraire perpendiculaires à la chaîne, c'est-à-dire à peu près Est-Ouest. Pour faciliter l'exposé nous nommerons "structures transversales" celles-ci, et "structures longitudinales" celles-là. Enfin, pour sérier les problèmes, nous envisagerons d'abord les éléments de petites dimensions, visibles sur un échantillon ou au plus sur un affleurement réduit, ensuite nous considérerons les éléments de tailles plus grandes, depuis l'échelle décamétrique jusqu'à celle de la carte. Pour éviter les périphrases gênantes les petits éléments seront les "Mésostructures", les grands, les "Mégastructures". La carte des linéations montre que les structures transversales ne sont pas aussi régulières que nous les schématisons ici. Leurs directions se développent en effet selon un éventail allant de N 120° E à N 60° E. Restant tout d'abord descriptif nous nous en tiendrons néanmoins au schéma simple de structures transversales - structures longitudinales, réservant la discussion des dispersions des axes au stade interprétatif qui suit.

II - LES MESOSTRUCTURES.

A - Caractères généraux.

1 - Les linéations.

La carte des linéations annexée (voir planche hors texte n° II) résume l'ensemble des directions mesurées sur la totalité du territoire étudié. Il s'agit toujours de linéations "B" selon la terminologie mise au point par E. CLOOS, et il est souvent possible de le démontrer comme nous le verrons dans quelques cas particuliers. Ces axes sont représentés sur le terrain par des gaufrages, des cannelures, des charnières de petits plis, des alignements de minéraux, des étirements de cristaux ou de galets, des axes de boudinage. Dans beaucoup de cas, ces lignes peuvent représenter l'intersection d'un litage et d'une schistosité de plan axial de plissement, devenue foliation. On a développé ailleurs (J. GROLIER et P. VIALON, 1964) une argumentation en faveur de cette thèse sur laquelle la suite de l'exposé reviendra.

Ainsi que le montre la carte, les linéations restent à peu près parallèles à elles-mêmes sur de grandes surfaces. Cependant dans certaines régions il existe au moins deux systèmes de directions, superposés. Il en résulte souvent une dispersion ou des torsions apparentes qui seront discutées plus loin, mais qui sont susceptibles de permettre d'établir une chronologie relative entre ces empreintes linéaires.

2 - Les Plans.

Les linéations s'appuient en général sur des plans. Ces surfaces sont le plus souvent des foliations, au sens défini plus haut (voir introduction, p. 14). Les foliations qui s'observent le plus communément dans le Massif Dora Maira, et qui en dessinent l'allure générale en vaste coupole tronquée apparente, sont nées la plupart du temps de l'évolution d'une schistosité de plan axial liée au plissement et normale à la pression principale. Cependant dans certains cas les plans les plus visibles sont des litages. Cette surface de stratification, tout en étant suffisamment bien marquée par une différence lithologique, peut n'être pas devenue une foliation. Mais il arrive aussi, dans la charnière de certains plis, que le litage coexiste avec la foliation principale de plan axial, qui ici le recoupe alors que sur les flancs du pli il lui était confondu. Néanmoins le litage induit aussi en partie la croissance des minéraux phylliteux de sorte qu'il est nécessaire d'être très attentif à ne pas confondre les deux types de structures planes. Enfin dans les ensembles polymétamorphiques, la question se pose de savoir ce qui revient à une foliation (ou toute autre disposition planaire) ancienne, ou bien à une autre plus récente.

De l'existence de ces diverses catégories de plans superposés, il résulte une certaine confusion qu'il n'est pas toujours facile d'éclaircir par une simple notation cartographique. Avant d'en examiner en détail quelques uns des différents aspects soulignons la particulière importance qu'il faut accorder à leur étude. La disposition de ces diverses surfaces va, avec celle des linéations qu'elles portent, livrer une des clefs de la géologie du massif : son aspect en dôme tranquille n'est qu'apparent et dû à l'organisation de la foliation de plan axial régionale, dont l'examen superficiel a pu faire affirmer à quelques auteurs, résolus à prouver l'origine granitique de certains gneiss ocellés, que, dans ces "orthogneiss", "la stratification (!) était parallèle à la schistosité cristallophyllienne".

B - Les mésostructures de l'ensemble des calcschistes.

Dans cet ensemble, deux cas sont à considérer : celui de la masse enveloppe du massif et celui des pincées prises au sein des autres ensembles.

Dans la grande masse (restée un peu en dehors des études exposées ici) de l'ensemble des calcschistes, qui prend tout son développement sur les flancs occidentaux du Massif Dora Maira, le plan le plus immédiatement visible est le litage stratigraphique. Dans les calcschistes il se reconnaît surtout à l'alternance de bancs plus ou moins fins de marbres massifs et de lits plus feuilletés, parce que plus pélitiques. Cette alternance stratigraphique se retrouve aussi, bien qu'à un moindre degré, dans les dolomies plus massives parfois marmorisées ou dans les quartzites généralement un peu micacés. Dans les prasinites et autres roches vertes d'origine tufo-éruptive basique, il existe souvent un rubanement qui peut être considéré comme ayant la même valeur.

Presque partout ces formations montrent des petits plissotés qui selon la "compétence" des roches affectées peuvent prendre divers aspects. Les fins rubanements des prasinites permettent de voir sur quelques affleurements choisis, des plis isoclinaux empilés et très aplatis, à charnières très aiguës. Le plan de foliation générale suivant lequel la roche se débite en lames souvent minces, paraît ainsi parallèle au rubanement. Il porte fréquemment un alignement de minéraux (chlorites, micas blancs, amphiboles) qui est conforme à la direction des charnières des plissotés. Lorsque ceux-ci existent on peut constater que cette foliation coïncide avec leur plan axial et que l'alignement minéral est homoaxe de leur charnière.

Dans les calcschistes alternativement calcaires et micaschisteux, les mêmes observations peuvent être faites mais le feuilletage de la roche est plus fin. Certaines zones micaschisteuses prennent souvent un aspect noduleux : une trame claire de calcite et quartz enrobe des amandes centimétriques de matériel sombre essentiellement formé de phyllites (chlorite et phengite). Un examen attentif montre que ces amandes sont des petits plis très aplatis dont une fois encore le plan axial est le plan de fissilité maximal de la roche. Ce feuilletage est une foliation régionale portant des alignements minéraux parallèles aux axes charnières des plis aplatis. Une évolution complète de tels plissotements a pu être étudiée dans bien des horizons des autres ensembles du massif. Nous en étudierons en détail la genèse dans le cadre de l'analyse structurale de l'ensemble des gneiss glanduleux.

Tous ces différents éléments dont il a été question ici paraissent donc liés à une croissance minérale orientée par les diverses dispositions géométriques engendrées par le plissement. La foliation régionale, qui est une schistosité, porte en particulier des alignements homologues des axes des microplis aplatis. Nous nommerons L_1 la linéation principale de cet ensemble. Dans la partie méridionale de la région envisagée sa direction est sensiblement Nord Ouest - Sud Est ($N 100 - 120^\circ E$). Dès la latitude de la vallée du Pô, cet azimuth devient à peu près Est-Ouest, mais peut coexister avec un alignement nord ouest - sud-est. A partir du niveau de Chisone, on décèle indifféremment trois directions transversales qui paraissent congénères : Est-Ouest, Nord Ouest - Sud Est et Nord Est - Sud-Ouest.

Mais dans l'ensemble des calcschistes marqué L_1 , se superpose un autre alignement. Il s'agit d'une orientation minérale (mica et amphibole surtout) sensiblement méridienne et subhorizontale qui est beaucoup moins régulière et d'une répartition plus sporadique que la précédente. Cette linéation L_2 qui conserve une grande continuité hors des zones étudiées ici, est plus rarement associée à des microplis, mais parfois à des gaufrages dissymétriques assez peu continus et souvent cisailés. Jamais L_2 ne devient prépondérante au point de céder complètement L_1 , mais leur juxtaposition fréquente permet de voir que L_2 s'est surimposée aux structures édifiées lors de l'impression de L_1 .

Dans les pincées de l'ensemble des calcschistes, coincées au sein du Massif Dora Maira, les mêmes observations sont faites. Les calcschistes portent presque toujours la linéation L_1 transversale et sont localement noduleux comme dans la masse principale de l'ensemble. Il est plus rare cependant d'y rencontrer de petits plis marqués par des lits de matériel différent et les roches sont généralement uniformisées par un très dense feuilletage. Par contre dans les calcaires marmorisés les plis métriques à flancs étirés et charnières gonflées sont nombreux. Ici encore les alignements d'actinote ou de micas, toujours sporadiques, sont parallèles aux charnières qui sont sensiblement transversales. Dans la pincée importante et composite située au Nord de Bobbio Pellice

dans la région de l'Alpe Subiasco, ces phénomènes sont particulièrement nets et développés. Dans ces affleurements les replis sont déversés, ou couchés, vers le Nord. Dans ces mêmes endroits, il n'est également pas rare de voir se développer sur certains flancs de plis, des micas blancs orientés Nord-Sud.

Un cas particulièrement intéressant a été observé dans la pincée du Val Pô, près du village de Calcinere. Affleurent ici des horizons de dolomies et de quartzites micacés. On peut voir de nombreux replis métriques dans les petites carrières, sur la rive droite du Pô, où l'on exploite soit la pierre à chaux des zones marmorisées de la dolomie, soit les quartzites qui se débitent en dalles et servent d'ardoises. Les axes - charnières de ces plis - sont orientés Est-Ouest et plongent doucement vers l'Ouest. Sur les flancs se développent des gaufrages ou des alignements de micas phengitiques parfaitement concordants avec la direction axiale des replis. Dans les quartzites où alternent des lits épais d'un à deux centimètres de quartzites purs et des niveaux millimétriques plus micacés, on s'aperçoit que la position des micas n'est pas quelconque. En effet, dans la zone de tête des replis dessinés par ces quartzites, les paillettes micacées se disposent à plat, non pas suivant le litage encore conservé de la roche, mais selon le plan axial du pli. Les feuillet minéraux semblent émettre de cette façon une série d'indentations dans le quartzite pur. Le plan axial du pli ainsi matérialisé se situe dans une position identique à celui du plan de toute la pincée, c'est-à-dire suivant une direction à peu près Nord-Ouest et avec un pendage vers le Sud-Ouest indiquant le déversement de la structure vers le Nord-Est. C'est suivant ce plan que se clivent les dalles exploitées dans la carrière du lieu, sans égards pour le litage stratigraphique encore localement observable.



Fig. 38 - Pli intrafolial dans les quartzites de Calcinere.

- A : Vue prise presque en direction axiale. Remarquer les indentations (crénulations) de la surface de litage et la disposition des phyllites selon le plan axial du pli.
- B : Vue perpendiculaire montrant le plongement vers l'Ouest de la linéation.

De telles structures, parfaitement homologues en position et en aspect, peuvent s'étudier dans toutes les autres pincées de l'ensemble des calcschistes dispersées dans le massif. Les quartzites phylliteux et les calcschistes de la pincée de la Gilba, les marbres situés au Nord de Perrero en haute Germanasca ou les micaschistes du flanc droit de la vallée de Susa, montrent des dispositions tout à fait analogues. Toutefois, dans cette partie septentrionale du massif et dès la latitude de la Germanasca, les replis observés indiquent tous un déversement vers le Sud.

Dans les carrières de quartzites situées aux environs de Sanfronte dans la pincée du Val Pô inférieur, on observe quelques éléments particuliers. Ici en effet existent de nombreux replis dont la continuité hors des carrières est difficile à établir en raison de l'épaisse couverture d'altération et l'abondante végétation de ces basses collines. Ces replis métriques, dissymétriques, couchés vers l'Est, et empilés les uns sur les autres sont de direction N 150 E en moyenne. Lorsque le matériel affecté est un peu phylliteux, ce qui est fréquent car les quartzites (bargioline) alternent avec des micaschistes argentés ou verdâtres, on peut s'apercevoir que ces plis reprennent une linéation constituée par des alignements micacés.

Cette linéation qui s'enroule ainsi autour des plis pratiquement méridiens, est un axe transversal dont les directions extrêmes sur les deux flancs du pli longitudinal vont de N 60° E à N 120° E environ. Pour des raisons d'homogénéité et de continuité on est amené à assimiler cet axe transversal "roté" à L_1 , et l'axe des plis observables dans les carrières, à L_2 .

Ainsi nous sommes amenés à schématiser les caractères essentiels des mésostructures de l'ensemble des calcschistes. Ces roches comportent partout une linéation L_1 transversale, liée à la cristallogénèse principale, à laquelle se superpose sporadiquement une linéation L_2 méridienne, longitudinale, moins fréquemment associée à des alignements minéraux. Les plissements du litage de la génération de L_1 permettent de définir que la foliation générale est de plan axial, et leur position implique un déversement des structures vers le Nord-Est dans la partie méridionale du massif, vers le Sud, dans sa partie septentrionale. Autant qu'on puisse en juger, car les observations ont été locales dans les calcschistes de la masse enveloppe du massif, il n'y a pas de différences notables entre les mésostructures de l'extérieur du domaine Dora Maira proprement dit et celles des pincées qui lardent le corps du massif (A. NICOLAS, renseignement oral ; N. D. CHATTERJEE, 1964).

C - Les mésostructures des ensembles de Sampeyre et de Dronero,

Nous envisagerons en même temps l'analyse structurale des éléments de petite taille qui marquent les faciès des ensembles de Sampeyre et de Dronero. En effet, les roches de ces ensembles sont souvent très semblables au point qu'il n'est parfois pas possible de les différencier. De plus leur évolution est parfaitement parallèle, ce qui autorise à les grouper ici.

Les affleurements montrent généralement une belle foliation selon laquelle il est facile et fréquent, de cliver les roches pour en faire des dalles servant dans la construction, les revêtements muraux ou les toitures rustiques des habitations de la région. Dans les montagnes de la partie méridionale du massif, au-dessus de Dronero, ce plan très continu, que nous nommerons S_1 , paraît dessiner une vaste terminaison périclinale convexe vers le Sud. Dans la partie centrale du massif, à partir de la latitude du Monte Bracco et jusqu'au Val Chisone, les constituants de l'ensemble de Dronero offrent des plans de foliation qui pendent doucement vers l'Ouest. Mais dans la région du Val de Susa, la foliation paraît dessiner une nouvelle terminaison périclinale dont la convexité cette fois est tournée vers le Nord. Le tout paraît donc constituer une vaste coupole allongée Nord-Sud.

Un examen plus attentif de ce plan de clivage principal et régional si continu, indique que cet aspect en dôme n'est pas aussi simple qu'il paraît à première vue. En effet, il est assez fréquent de repérer des surfaces qui dessinent des plis isoclinaux couchés et empilés souvent serrés. Malgré ceux-ci la foliation régionale S_1 semble cependant ne pas être dérangée et correspondre au schéma en coupole évoqué ci-dessus. De fait, quelques

repères lithologiques permettent de s'apercevoir que les replis isoclinaux sont dessinés par un litage stratigraphique que nous nommerons S , et non par la foliation régionale S_1 . Le long de ce litage S il y a certes une organisation de minéraux phylliteux mais à un bien moindre degré que le long du plan S_1 qui permet le débit en dalles de ces schistes cristallins (voir J. GROLIER et P. VIALON 1964). Il s'agit donc de repérer de façon précise les relations de ces deux types de surfaces.

1 - Les Micaschistes.

Dans les lits les plus phylliteux des micaschistes quartzitiques localement à microgalets quartzeux, existent souvent de petits replis centimétriques en zig-zag. Les charnières aiguës de ces plis correspondent à un alignement de minéraux phylliteux où à l'étirement en amandes des microgalets. Ce sont ces directions qu'on peut repérer sur

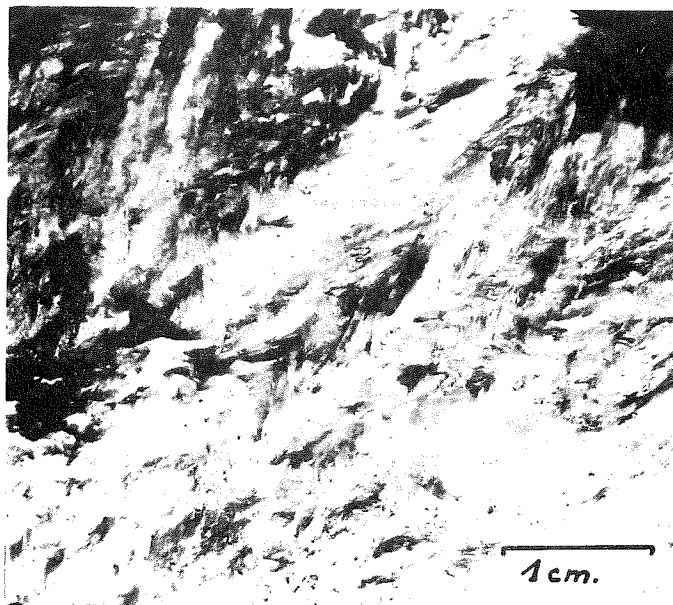


Fig. 39 - Micropli en accordéon à charnières aiguës dans les micaschistes quartzitiques. Le plan le plus facile délit de la roche est parallèle aux plans axiaux des microplis.

les surfaces S ou S_1 . Ces éléments linéaires sont remarquablement constants en direction et équivalent à la linéation L_1 définie dans l'ensemble des calcschistes, elle est également toujours grossièrement transversale, de $N 60^\circ E$ à $N 120^\circ E$ selon les lieux. Dans ce cas il n'est pas possible de déterminer de façon précise les relations entre les deux surfaces S et S_1 . En effet le débit principal de la roche provoque un feuilletage fruste souvent scalariforme dû à l'intersection des deux plans suivant un angle très aigu. En outre les microcharnières sont souvent occupées par des amas quartzeux un peu gonflés dont il est difficile de dire s'ils sont déterminés par des galets replissés ou des exsudations nées dans le métamorphisme. Enfin dans la majorité des cas ces microplis présentent une dissymétrie évoquant l'aspect de plis isoclinaux déversés ou de "plis d'entraînement" parfois cisailés en "microplis-failles", impliquant des mouvements relatifs internes plans sur plans.

Lorsque les micaschistes sont plus riches en phyllites qu'en quartz, leur évolution en plis aplatis peut aller plus loin. Il y a formation des faciès à nodules déjà signalés dans l'ensemble des calcschistes et dont on verra la genèse dans l'étude structurale des gneiss glanduleux.

2 - Les Gneiss.

Les bancs plus massifs d'aspect, généralement gneissiques, dont nous avons vu qu'ils sont d'origine tufo-arkosique ou plus franchement éruptive, et qui ont une "compétence" plus grande, permettent de mieux comprendre l'évolution de ces structures et les relations entre plans et linéations.

a) Les Granophyres.

Considérons d'abord les anciens "porphyres quartzifères", qui, peut-on penser, avaient à l'origine une texture à peu près équante et isotrope. Selon les lieux, ces roches ont acquis un aspect gneissique plus ou moins développé, dû à un feuilletage plus ou moins grossier. Ce plan de débit préférentiel de la roche est une foliation : de nombreux micas s'y organisent, soit qu'ils proviennent d'un réaménagement de minéraux anciens, soit qu'ils s'y développent lors du métamorphisme. Les rapports sur le terrain de cette foliation avec celle des roches environnantes, et sa disposition cartographique, montrent qu'elle est assimilable à la foliation S_1 . Cette surface porte une magnifique linéation. Ce sont, en général, les cristaux anciens de biotite qui la dessinent, mêlés à d'autres minéraux néoformés. Morcelée en multiples paillettes, la biotite se dispose en flaques allongées, s'effilant et se perdant progressivement à leurs extrémités dans la trame quartzo-feldspathique. Mais, parfois, ces traînées peuvent être constituées par des linéaments feldspathiques qui paraissent aussi étirés. Il s'agit bien d'une linéation B, cependant. En effet, sur une section de la roche perpendiculaire à ces alignements, les feldspaths en gros cristaux quadrangulaires indiquent qu'ils ont subi une rotation. La figure obtenue est celle d'une hélice, car les queues effilées émises depuis les angles diagonalement opposés de la tablette de feldspath impliquent un mouvement relatif des deux extrémités de l'ancien phénocrystal. Ces rotations relatives des phénocristaux des granophyres s'étudient particulièrement bien dans la grande bande de Coazze, dans la vallée du Sangone. En effet, dans certains affleurements au-dessous de Forno-Coazze, on peut observer deux types de disposition des gros cristaux. Sur une section verticale à regard est, le plan de foliation S_1 apparaît sous forme de bandes régulières, pentées vers le Nord. Dans ces bandes, un certain nombre de feldspaths potassiques sont disposés obliquement, leur partie supérieure s'effilant vers le Sud, alors que l'inférieure s'étire vers le Nord. Cette disposition indique donc un sens des mouvements relatifs enregistrés par la roche. Ceux-ci impliquent un déversement des structures en direction du Sud.

Si dans ces mêmes affleurements on examine une cassure verticale perpendiculaire à la précédente, à regard sud, deux types de feuilletages apparaissent. L'un régulier souligné par les minéraux phylliteux, subhorizontal, est la foliation S_1 . L'autre, plus fruste, irrégulier, à pente raide vers l'Ouest apparaît comme un clivage de fracture plus récent. Ce dernier lorsqu'il est en contact avec les feldspaths, tend également à les étirer dissymétriquement, de sorte que l'on peut envisager un mouvement en direction de l'Est des parties supérieures des compartiments délimités par le clivage. De cette façon on peut donc identifier les linéations d'étirement liées à S_1 à toutes les directions transversales L_1 . Quant au clivage de fracture, il détermine par son intersection avec S_1 une linéation assimilable à L_2 dont il sera question plus loin.

Ainsi, là encore deux générations de lignes s'individualisent. Dans chaque groupe toutes les directions d'axes sont à peu près parallèles entre elles en dépit de quelques variations sur lesquelles on reviendra dans le cadre de l'étude des Mégastructures, mais leur plongement varie régulièrement surtout en ce qui concerne L_1 . En effet dans la partie occidentale du massif ces linéations plongent vers l'Ouest, alors que dans sa partie orientale, elles deviennent horizontales ou plongent, plus ou moins rapidement, vers l'Est. Cette constatation est d'ailleurs valable non seulement pour les linéations L_1 des granophyres, mais comme permet de le voir la carte des linéations pour toutes celles des autres formations.

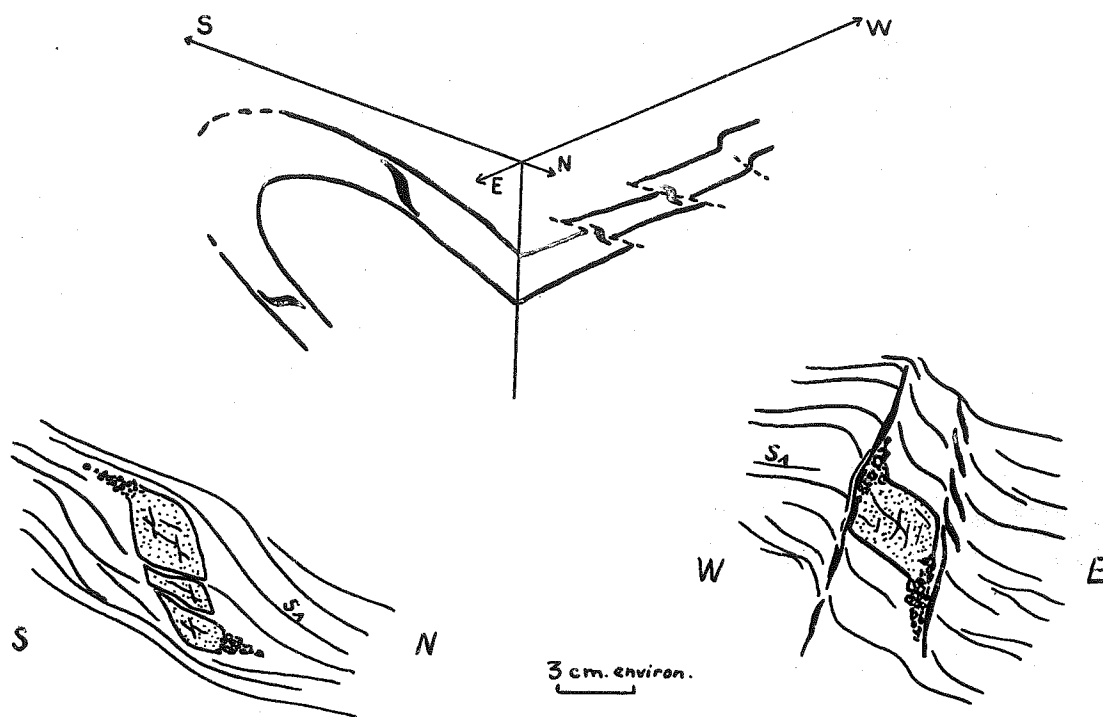


Fig. 40 - Rotation relative des feldspaths potassiques dans les porphyroïdes granophyriques de Coazze.

A - Bloc diagramme théorique et schématique, interprétatif des formes observées.
B - Sens des rotations, sur deux plans perpendiculaires, dans la région de Coazze.

b) Les "porphyroïdes arkosiques".

Ces roches, qui résistent bien à l'érosion en raison de leur teneur souvent grande en quartz et qui se clivent en belles dalles régulières, permettent souvent une observation facile. Il existe en effet un peu partout dans le massif de très bons affleurements de ces faciès souvent jalonnés par de nombreuses carrières. Dans chaque cas, même une étude superficielle permet d'y repérer de nombreux replis déversés ou couchés, vers le Nord ou le Nord-Est au Sud du parallèle de Pinerolo, vers le Sud, au Nord de cette limite. Les plis d'amplitude métrique ou plus petits qui nous intéressent ici se situent, nous l'examinerons ultérieurement, dans le cœur de plus vastes structures. Ce fait est spécialement vérifié dans la région de Montoso-Val Luserna où de très nombreuses carrières facilitent l'accès à ces roches et permettent l'examen d'échantillons particulièrement frais. Nous nous limiterons donc aux descriptions typiques des structures de ce secteur, bien que partout où affleurent les "gneiss de Luserna" ou "de type Clapier", on puisse en relever d'identiques.

Toutes les carrières de la zone de Montoso, Mugniva, Val Luserna, exploitent des dalles, souvent finement clivables grâce à la belle et régulière foliation régionale, ici à peu près horizontale, ou faiblement pentée vers l'Ouest. Cette foliation correspond au plan S_1 défini plus haut. Elle est tapissée par de fines paillettes de micas phengitiques à reflets verdâtres, qui peuvent par moments former de petits lits millimétriques, uniquement cons-

titués de micas et tranchant sur la masse granuleuse du gneiss moyen. Ce plan S_1 est parcouru par de très minces cannelures, de gaufrages, suivant lesquels s'alignent les paillettes phylliteuses. Cette linéation est orientée transversalement à la chaîne alpine et s'identifie facilement à la linéation L_1 que nous retrouvons partout. Elle correspond également aux axes charnières des plis métriques très abondants dans ces roches. Ils se présentent en général, sur les falaises à regard est, comme un empilement de plis isoclinaux peu aplatis, qui sont dessinés par les fins lits micacés dont il a été question ci-dessus. Mais dans ces têtes de replis, les feuilletts de phengite ne s'organisent pas de façon quelconque. On a détaillé ailleurs (J. GROLIER et P. VIALON, 1964) la disposition de ces paillettes phylliteuses selon le plan axial des replis. On a vu qu'il était possible d'assimiler les niveaux plus micacés à de minces feuilletts plus pélitiques dans la masse arkosique, c'est-à-dire à un litage sédimentaire S . Celui-ci induit l'orientation des cristaux de micas lors de leur cristallisation, mais à un bien moindre degré que la schistosité de plan axial qui, devenant foliation, permet le clivage en dalles des "gneiss de Luserna". On peut évidemment ne pas être d'accord avec la démonstration faite précédemment (voir analyse pétrographique p. 109-111) de l'origine tufo-sédimentaire de ces faciès gneissiques. Cependant, le fait de voir intercalés au sein des "gneiss de Luserna" des bancs métriques de micaschistes blancs microconglomératiques (à quartz et muscovite phengitique exclusifs), ployés en replis aux caractéristiques analogues à celles décrites plus haut, paraît devoir

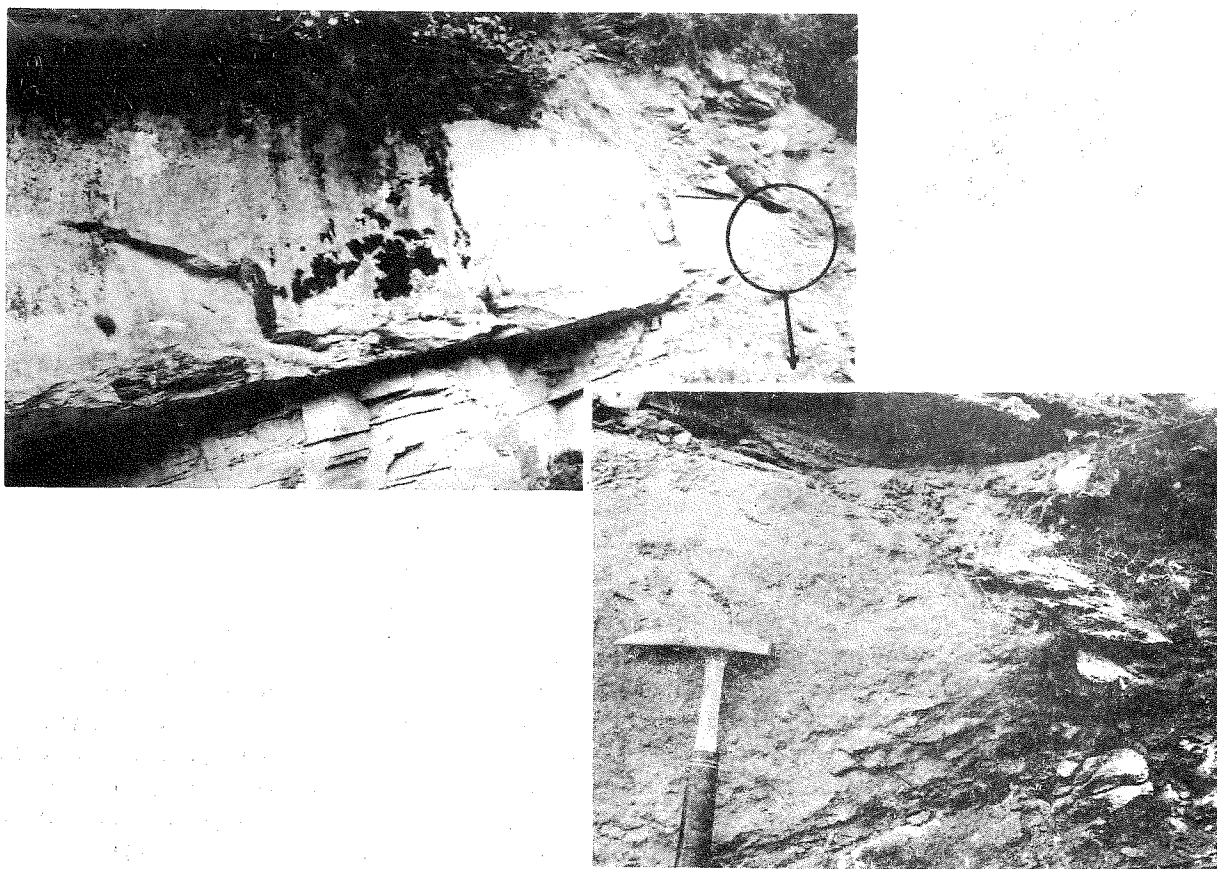


Fig. 41 - Pli intrafolial décamétrique dans les porphyroïdes arkosiques - Un lit de micaschistes argentés englobe un noyau de gneiss de Luserna - Noter à la tête du pli la disposition axiale de la foliation.

apporter un argument en faveur des conclusions pétrographiques adoptées ici. Quoi qu'il en soit, même si l'on admet contre toute argumentation, que le plan S n'est pas un litage, mais une foliation d'un ancien gneiss soumis

à une nouvelle métamorphose, les conclusions structurales restent les mêmes. Les structures, les dispositions des minéraux, les minéraux eux-mêmes, observables actuellement dans ces roches de l'ensemble de Dronero, se sont formés dans des conditions telles que l'on peut schématiser ainsi la succession d'empreintes qu'elles portent : il y a plissement isoclinal couché d'une surface S le long de laquelle naissent quelques minéraux, en même temps que se crée une schistosité de plan axial qui devient la foliation régionale S_1 , orientant préférentiellement la majorité des néocristaux. A l'intersection de ces deux plans S_1 et S , naît la linéation L_1 également régionale, parallèle à l'axe du plissement et transversale à la chaîne alpine.

Soulignons bien que le "climat" provoquant la croissance des minéraux suivant les différents plans de feuilletage de la roche en évolution, est précoce. N'a-t-on pas déjà noté que l'organisation des néominéraux se fait selon S avant et pendant son plissement, à preuve, l'apparente double génération de phyllites : les unes tordues (S) recoupées par les autres, planes (S_1). Mais bien des affleurements de l'ensemble de Dronero montrent en outre des amas quartzeux d'exsudation, ce qui doit s'élaborer dans un stade initial de l'évolution métamorphique. Or ces exsudats sont plissés en rouleaux ("rods") selon des directions conformes à L_1 .

Observons enfin que le schéma proposé ici, implique des phases successives dans l'évolution structurale et les cristallogénèses associées, et, par suite, est certainement encore plus complexe qu'il ne le semble. La génération des alignements minéraux L_1 est orientée, nous l'avons vu, selon une gerbe de directions allant de $N 60^\circ E$ à $N 120^\circ E$. Mais en quelques points on peut s'apercevoir que les plis transversaux induisant cette linéation L_1 enroulent un gaufrage nécessairement préexistant. Ainsi un pli de 4 à 5 mètres d'amplitude observable dans une petite carrière située au-dessus de Rora, à l'Ouest du Val Luserna, porte sur ses flancs deux linéations. L'une, la plus importante, est L_1 ; elle est transversale, homoaxiale du pli couché de direction $N 105^\circ E$. Il s'agit d'un beau gaufrage suivant l'alignement des micas verdâtres, qui se disposent dans le plan axial du pli selon lequel la roche se clive en dalles. L'autre linéation, L_0 , plus fruste, consiste en une ondulation plus molle, qui est déformée par le pli. Sa direction mesurable va de $N 60^\circ E$ à $N 110^\circ E$, selon le flanc du pli observé. Cette ligne à laquelle on ne peut apparemment rapporter ici aucune cristallisation minérale, est donc manifestement plus ancienne que le pli transversal. Malheureusement, son individualisation régionale est rendue délicate, car elle se confond généralement avec L_1 . Il est d'ailleurs possible d'envisager que L_0 et L_1 sont des dispersions d'alignements nés dans une même évolution de roches qui les portent, comme en témoignent quelques observations malheureusement trop rares. En effet, dans les affleurements de "gneiss de Luserna", au Nord de la Rocca Renier, par exemple, au-dessus des villages de Pramollo, existent, sur une même dalle, des alignements micacés dont les caractéristiques permettent de les rapporter à L_1 , mais dont les directions montrent un étalement en un éventail continu depuis $N 110^\circ E$ jusqu'à $N 55^\circ E$. Il est donc possible que cette dualité $L_0 - L_1$ ne soit qu'apparente. Il pourrait s'agir en fait, de l'expression de phases successives dans l'évolution structurale de ces roches dont nous développerons l'histoire plus loin.

3 - Les mésostructures longitudinales.

Ce schéma tient compte d'une partie seulement des événements qui impriment leurs marques sur ces roches des ensembles de Dronero et Sampeyre. Il existe aussi d'autres mésostructures plus jeunes qui recoupent et déforment les précédentes. Ce sont encore une fois des structures plus sporadiques que celles liées à la formation de S_1 et L_1 mais qui sont d'une remarquable continuité directionnelle dans tout le massif. Il s'agit des alignements longitudinaux.

Les surfaces de cette génération ne sont pas communes. Ce sont généralement des plans de cisaillement affectant parfois l'aspect de petites diaclases comme celles examinées plus haut dans les granophyres de Forno Coazze. Sur la partie occidentale du massif, ils apparaissent plus fréquents qu'ailleurs. Il s'agit de fissures, de direction sensiblement Nord-Sud et de pendage ouest, qui décalent la foliation S_1 de telle sorte que les parties les plus occidentales apparaissent soit abaissées vers l'Ouest soit au contraire remontées en direction de l'Est. Les observations à ce sujet sont trop fragmentaires pour qu'on s'aventure à découvrir une loi dans ces mouvements relatifs. Quoi qu'il en soit, le long de ces fissures, la foliation S_1 est fréquemment recourbée en une sorte de demi-repli. Les axes de ces crochons déterminent une linéation qui est parfois soulignée par des alignements minéraux :

paillettes de muscovite, baguettes de chloritoïde ou d'amphibole... Cette linéation correspond parfaitement à l'axe L_2 , Nord-Sud, déjà étudié dans l'ensemble des calcschistes. Il est très localement possible sur la partie occidentale du massif, comme par exemple au Colle Clapier, en haute Germanasca ou dans les affleurements de l'ensemble de Dronero qui ceinturent les pentes sud du Rocciavre, d'assimiler à cet axe L_2 , des plis métriques à centimétriques. Ils affectent la foliation S_1 et, à l'échelle de l'affleurement, apparaissent comme des plis d'entraînement dont la dissymétrie implique souvent un déversement vers l'Est. Parfois, au contraire, S_1 est plissée et froissée de telle sorte que sur les lisières occidentales du massif (Ravin de Rodoretto par exemple), les regards des petits plis dirigés vers l'Ouest paraissent indiquer des déformations complexes.



Fig. 42 - Plis d'entraînement dans les micaschistes de Rodoretto.

Le "regard" du petit pli est tourné vers l'Ouest - à gauche sur le cliché -. Diverses interprétations sont possibles selon qu'on se trouve sur un flanc normal ou inverse d'une grande structure anticlinale ou synclinale. Ici tout porte à croire que ces formes se situent sur le flanc normal d'un synclinal écaillé déversé vers l'Est (présence des porphyroïdes arkosiques préluant aux niveaux triasiques, à peu de distance vers l'Ouest...)

Cette même foliation S_1 peut être reprise d'une autre manière. Tout se passe comme si des glissements le long de sa surface provoquaient l'apparition de microplis d'entraînement à regard est. Dans un tel cas, S_1 porte très souvent les deux types de linéations, L_2 ondulant le plan et déplaçant L_1 . Il faut souligner ici encore, qu'alors la linéation longitudinale L_2 s'accompagne toujours d'un alignement minéral. Il est souvent difficile de dire si celui-ci est né d'une réorganisation purement mécanique des minéraux de la génération de S_1 . Mais dans la plupart des cas il est évident que le "climat" lors de ces mouvements, était tel qu'il permettait la cristallisation de néominéraux. Toujours est-il que ce type de structure ne devient jamais prépondérant au point d'oblitérer toutes les anciennes empreintes à son profit. Dans la plus grande partie du massif les alignements L_2 sont de minces linéations minérales, souvent difficiles à voir en raison de la prééminence de L_1 .

Sur certains faciès "compétent" de l'ensemble de Dronero, en particulier dans les affleurements proches

de la plaine du Pô, comme par exemple dans la masse du Bracco, existe un autre type de mésostructure longitudinale. La surface S_1 , munie de sa belle linéation L_1 , est affectée par de petites flexures, axées Nord-Sud.

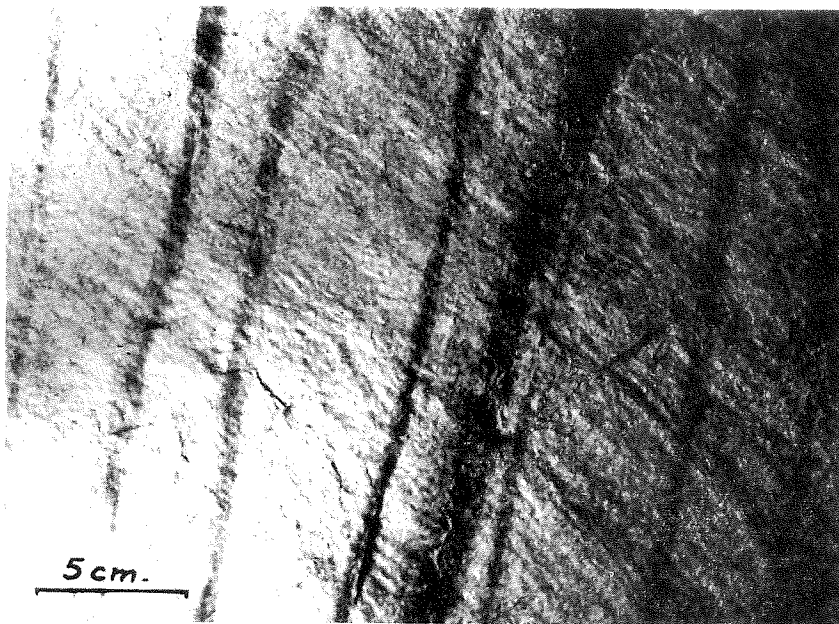


Fig. 43 - Microflexures à regard est - à droite sur le cliché - dans les porphyroïdes du Monte Bracco.

Ces microflexures, dont l'amplitude atteint au maximum le centimètre, peuvent se disposer en faisceaux assez serrés, jusqu'à six ou sept au décimètre, mais sont, le plus souvent, irrégulièrement espacés de 2 à 10 centimètres. Elles déforment généralement de façon souple les minéraux constituant la foliation S_1 et la linéation L_1 . Mais des microfractures périodiques qui relaient la flexure initiale dans la masse de la dalle affectée peuvent également se produire. Dans chaque cas les compartiments limités par ces microdiaclasses ou ces flexures indiquent qu'il y a systématiquement un abaissement des parties orientales. Par exemple, sur telle dalle de la Balma Boves, sur le flanc sud du Bracco, on a l'image réduite d'une sorte d'escalier descendant vers la plaine. L'alignement de ces structures L_2 d'un type particulier ne paraît jamais lié à une direction de minéraux quelconques.

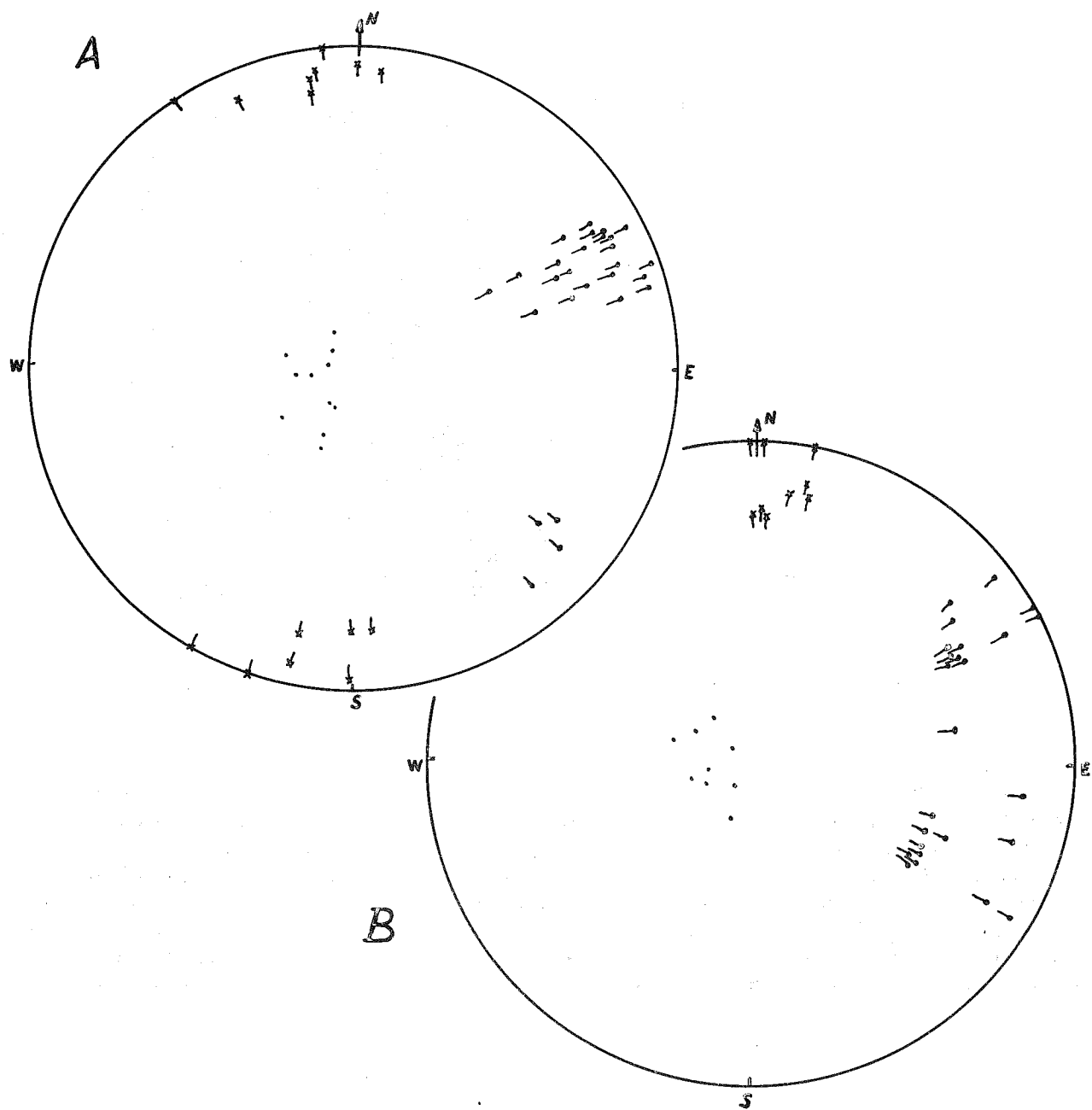


Fig. 44 - Diagrammes des éléments mésostructuraux de l'ensemble de Dronero
entre Pô et Pellice.

A : Zône du Monte Bracco - B : Cirque du haut Val Luserna.

Canevas de Wulff - Projection de l'hémisphère supérieur.

- ✓ = gaufres et linéations minérales = L_1
- ✗ = microflexures et gaufres plus récents, rarement soulignés par des orientations de minéraux = L_2 .
- = plans S et S_1 (souvent indifférenciables).

D - Les mésostructures de l'ensemble graphitique de Pinerolo.

Dans cet ensemble il est souvent facile d'observer l'ancien litage sédimentaire grâce à la présence d'alternances de faciès gréseux voire conglomératiques au sein de roches plus schisteuses. Ces bancs détritiques ne vont cependant pas jusqu'à former des horizons repères très étendus, car ils se présentent en général en lentilles intraformationnelles, et non sous forme de lits très continus ainsi que l'étude pétrographique précédente l'a montrée. Néanmoins, dans la vallée de la Germanasca par exemple, où les affleurements décapés par la rivière sont fort bons entre Perosa Argentina et Chiotti, le litage sédimentaire S est très net. Dans les falaises découpées par le torrent ce plan S montre de nombreux replis métriques à axe N 80° E environ, plongeant doucement vers l'Ouest, couchés vers le Sud et empilés les uns sur les autres. Cette surface, ondulée en meneaux, souligne parfaitement, grâce à ses cannelures, la direction et le plongement axial. D'un peu plus près on s'aperçoit que le litage S est recoupé par une schistosité de plan axial qui oriente préférentiellement les plans des tablettes micacées et qui est donc une foliation S_1 . Mais ce qui est surtout remarquable, c'est l'étirement des galets des conglomérats, qui selon le matériel dont ils sont composés, peuvent être allongés de 10 à 20 fois leur diamètre. Ainsi sur une face perpendiculaire à leur allongement, les éléments ont à peu près un contour circulaire, alors que dans une section parallèle ils se disposent en longues baguettes effilées. Cette direction ainsi matérialisée correspond à l'axe des plis et se trouve donc être une linéation L_1 transversale.

Parmi tous les affleurements de l'ensemble graphitique, presque tous ceux qui comportent des galets, montrent cette disposition d'étirement selon l'axe B grossièrement Est-Ouest. Cependant en quelques points, des plans recoupant perpendiculairement la direction L_1 permettent d'étudier un autre type d'évolution des galets. Un très bon exemple peut être pris immédiatement au Sud de Perosa Argentina, sur la rive droite du Chisone, près de la centrale électrique, le long de la route de Inverso-Pinasca. Ici les galets au lieu de se présenter en sections arrondies comme il est habituel sur de telles sections de roches perpendiculaires à L_1 , se contournent en replis à la manière des rouleaux ("rods") des quartz d'exsudation. Ils peuvent être également recoupés par la foliation et se boudiner en s'effilant en "poissons". L'axe des replis de ces galets correspond encore une fois à la linéation transversale L_1 , axe B prééminent de tout l'ensemble graphitique. La disposition de ces galets, repliés en rouleaux, vis-à-vis des autres éléments présents, et en particulier de S_1 pentée vers le Nord, paraît impliquer que cette structure se situe dans le flanc inverse d'un pli anticlinal déversé vers le Sud. Ce type de structure est très exceptionnel dans les conglomérats de l'ensemble graphitique.

Les micaschistes chargés de matière charbonneuse ne permettent pas couramment d'individualiser d'aussi frappantes mésostructures. Cependant les alignements micacés se présentent toujours suivant une belle linéation L_1 transversale. En outre ces micaschistes sont également très souvent plissotés. Là encore on rencontre fréquemment des zones à nodules micacés comme dans les autres ensembles. Sur la crête de la Punta Ceresa, à l'Ouest de Perosa Argentina, ces faciès de micaschistes à nodules sont abondants et localement peuvent montrer leur évolution complète depuis les plis minuscules peu fermés jusqu'aux nodules en amandes boudinées. Ailleurs, dans les roches mi-gréseuses, mi-schisteuses les "plis minuscules" (au sens de P. FOURMARIER) naissent souvent. Mais pour les observer il faut choisir des coupes ou des falaises convenables, car, en règle générale on ne voit que des ondulations de faibles amplitude et fréquence sur des faces de roches orientées Est-Ouest, alors qu'au contraire sur des parois de direction Nord-Sud les plis apparaissent bien. Il s'agit souvent des faciès à nodules déjà décrits mais fréquemment aussi de replis à charnières aiguës et très aplatis. Les observations de cet ordre sont particulièrement nettes dans les longues lanières de l'ensemble graphitique s'allongeant au sein des gneiss glanduleux dans les montagnes au Nord du Chisone. La foliation régionale, très régulière dans les gneiss encaissants, y a habituellement un pendage vers le Nord. Celle des micaschistes graphitiques aussi, mais dans ces pincées, ainsi que le décrit E. ZANETTIN (1964), elle se complique de nombreux plis minuscules. Ces mésostructures offrent des flancs très aplatis allant presque jusqu'à la disparition complète et en parfaite concordance avec la foliation des gneiss. Au contraire les charnières sont gonflées, souvent enrichies en matière charbonneuse, et souvent aussi clivées selon leur plan axial par une surface micacée qui n'est autre que la foliation régionale S_1 . Plus la bande graphitique est étroite et mince, plus

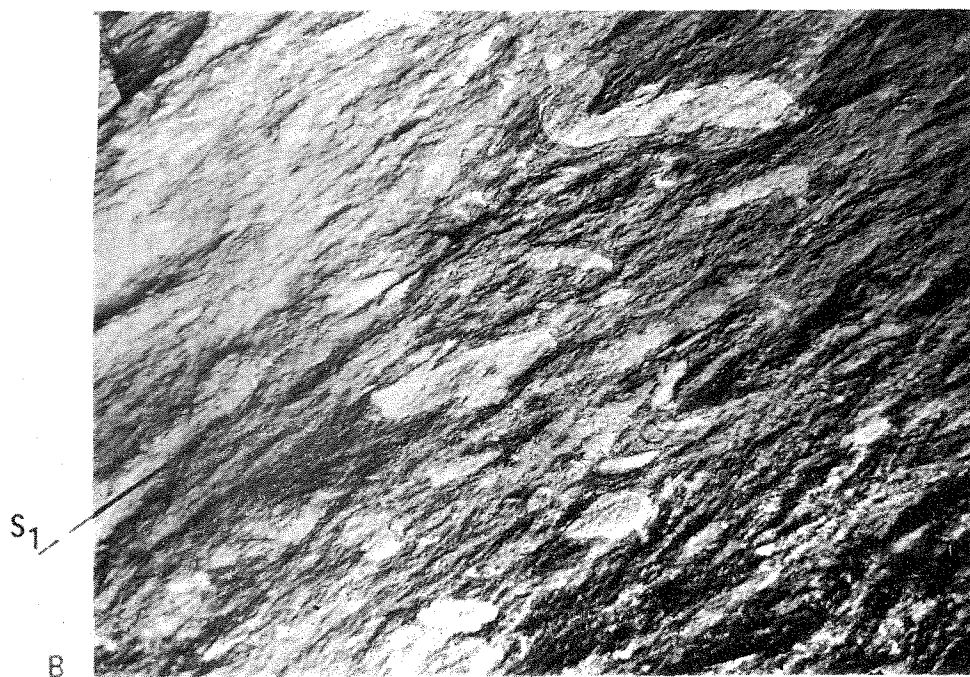
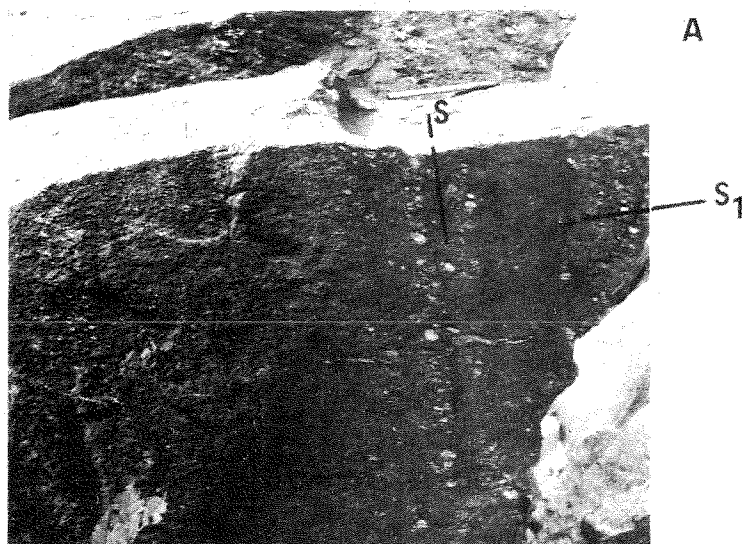


Fig. 45 - Evolution mésostructurale des conglomérats gneissiques de la Germanasca.

A : Foliation transversale sur le litage stratigraphique marqué par les lits à galets dans la masse de gneiss fins. (S_1 = foliation ; S = litage).

B : Galets tordus et étirés sur une face d'affleurement perpendiculaire à L_1 .

S_1 = foliation pentée vers le Nord - à gauche sur le cliché -

Noter la torsion des galets dont les replis marquent un mouvement relatif vers le Nord des zones hautes de l'affleurement.

la densité de plis minuscules est grande. Il est logique de penser qu'il s'agit là d'un cœur de pli d'échelle plus grande dont les flancs sont constitués par les gneiss glanduleux et le cœur par des micaschistes graphitiques froissés sur eux-mêmes ainsi qu'il est normal dans ce type de structure associant des bancs "competent" et "incompetent".

Dans la masse de l'ensemble graphitique de Pinerolo, les affleurements où apparaissent essentiellement les étirements de galets selon L_1 , se prêtent généralement assez mal à d'autres observations. C'est qu'ils se trouvent dans des terres basses généralement très couvertes de végétation et d'un manteau d'altération important. En outre la nature du matériel tendre et fissile, provoque de fréquents glissements de terrain où il n'est plus possible de situer convenablement les éléments structuraux. Néanmoins, comme par exemple dans la vallée de Pramollo, en amont de San Germano Chisone, les gneiss fins d'origine gréseuse présentent souvent de beaux gaufrages soulignés

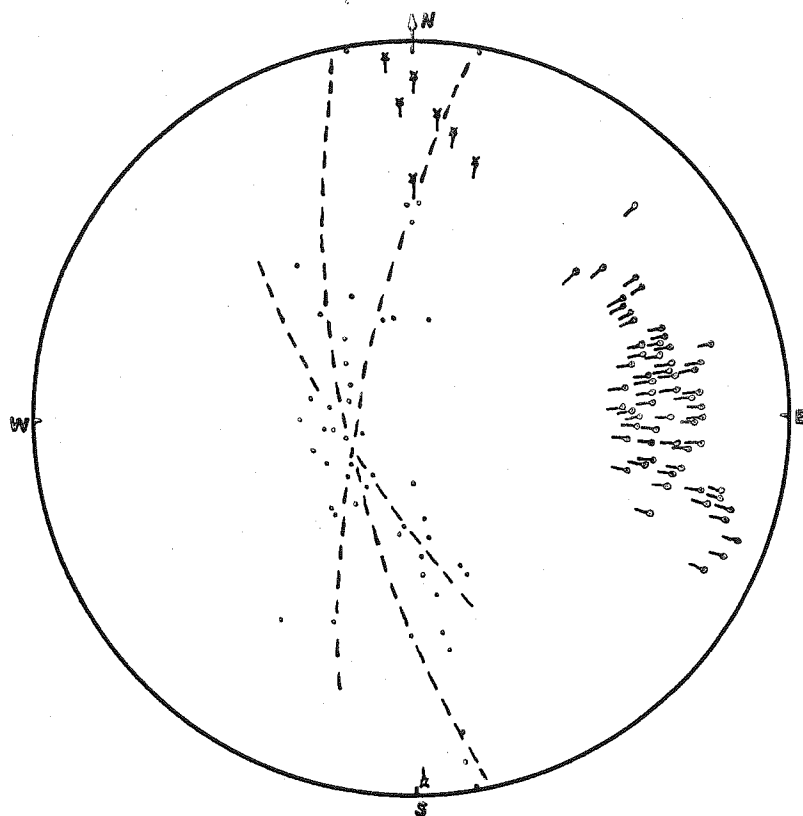


Fig. 46 - Diagramme des éléments mésostructuraux de l'ensemble graphitique de Pinerolo. Val Germanasca en aval de Chiotti, et flanc droit de la vallée jusqu'à Perosa Argentina.

Canevas de Wulff - Projection de l'hémisphère supérieur

Mêmes notations que pour la figure 44

Noter que la disposition des plans S (souvent confondus avec S_1) permet la construction d'axes parfaitement homologues de ceux de l'éventail de L_1 .

par des alignements de chloritoïdes et de micas. Ces observations n'apportent rien de bien nouveau : les gaufrages sont généralement liés à des meneaux identiques à ceux décrits dans la Germanasca, et ont toujours une direction transversale. Il s'agit de la linéation L_1 .

Quant aux éléments longitudinaux, ils sont assez rarement observables dans cet ensemble. Sur la bordure de la plaine padane, pour peu que s'y prêtent les affleurements et le matériel qui les compose, on retrouve couramment les microflexures à regard est, qui évoluent en diaclases et décrites dans l'ensemble de Dronero. Mais dans la masse des faciès graphiteux à l'Ouest de Pinerolo les structures méridiennes visibles se limitent à quelques alignements micacés ou à des ondulations très larges. Localement des diaclases peuvent être importantes et aller jusqu'à une densité telle que ces fissures juxtaposées simulent un clivage schisteux. Ce dernier aspect des cassures récentes se rencontre surtout dans quelques zones bien délimitées et l'on peut se demander si elles n'ont pas alors une valeur de faille. Cela est particulièrement vérifié dans la bande de micaschistes graphiteux qui s'allonge de Barge à Paesana au pied occidental du Monte Bracco. Il est difficile de retrouver dans les affleurements de cette région une quelconque continuité dans les différents faciès lithologiques ou même les structures si ce n'est pour les nombreuses diaclases hachant les roches en un feuilletage méridien souvent très dense.

Il faut donc retenir que l'ensemble graphitique est essentiellement dominé par les mésostructures transversales bien matérialisées par les étirements de galets, les petits plis et les minéraux alignés afférants. Au point de vue de l'orientation de ces lignes structurales, il faut souligner ici à nouveau que des objets d'évolution identique (étirements de galets par exemple) se disposent selon une gerbe directionnelle allant de N 60° E à N 120° E. Notons toutefois qu'au niveau de la basse Germanasca la direction préférentielle des axes de ces tectonites B est sensiblement Est-Ouest.

Une autre particularité assez remarquable des roches de cet ensemble se rencontre dans toute une bande transversale comprise à peu près entre le parallèle de Pinerolo et un autre qui passerait au niveau de Perosa Argentina. La foliation de plan axial dont on a pu constater la permanence, coexiste là avec un autre plan induisant la cristallogenèse et peut même parfois la supplanter. Cette deuxième foliation n'est autre que le litage qui concurrence ici avec succès la schistosité de plan axial. Contrairement à celle-ci qui, quand elle existe, paraît toujours se disposer imperturbablement suivant un plan subhorizontal, la foliation de litage peut être redressée jusqu'à la verticale. Cette zone apparaît donc comme un cas particulier dans le massif. Nous verrons plus loin qu'elle correspond en effet à une région où "s'affrontent les structures", ce qui a dû entraîner une évolution spécialement complexe des déformations et des cristallisations associées.

E - Les mésostructures de l'ensemble des gneiss glanduleux.

Dans cet ensemble aux faciès variés et où l'étude pétrographique a démontré des évolutions métamorphiques successives complexes, les éléments structuraux observables sur l'échantillon ou l'affleurement, sont en règle générale beaucoup plus compliqués que dans les ensembles précédents. Les plans de clivages en belles dalles, courants dans les "gneiss de Luserna" ou les quartzites micacés, sont en particulier beaucoup plus rares et les surfaces limites d'horizons lithologiques différents sont généralement désorganisées.

Sauf dans les masses gneissiques homogènes formant par exemple les montagnes du Freidour entre Chisone et Sangone, la disposition des éléments de nature pétrographique différente (amphibolique, gneissique, etc...) est souvent discontinue sous formes de nodules, boudins, "poissons", etc... de tailles variées, plus ou moins dispersés dans une trame de composition micaschisteuse. En première approximation et compte tenu de l'analyse fragmentaire de ces structures, l'organisation des éléments étudiés dans cet ensemble de gneiss correspond cependant à ce qui a été vu ailleurs et les objets mesurés sont la marque des événements essentiels qui ont également imprimé leurs traces dans les autres ensembles.

C'est dire que nous allons retrouver ici des alignements L_1 et L_2 portés par des plans S_1 , le tout étant parfaitement homologue des linéations et plans précédemment étudiés. La genèse et l'évolution de ces éléments sont

cependant beaucoup plus complexes ici, et dès l'abord on doit se poser la question de savoir ce qui est hérité de structures préexistantes ou ce qui revient aux transformations plus récentes. Dans l'état actuel de l'analyse structurale de cet ensemble, il n'apparaît pas que l'on puisse distinguer de façon certaine entre ces deux temps de transformation possible que semblent impliquer les évolutions pétrologiques. Est-ce à dire que cette dualité n'est qu'une vue de l'esprit ? La complexité des structures observées ici doit nous inviter à une réponse négative. Mais alors, il faut envisager que les structures anciennes ont joué un double rôle : ou bien elles ont servi de guide aux événements récents lors desquels l'impression des éléments orientés aurait été calquée sur les précédents ; ou bien elles ont été totalement oblitérées par les évolutions ultimes subies. Nous verrons qu'il est vraisemblable de penser que ces deux propositions sont également valables et se concurrencent.

1 - Les Micaschistes et roches associées.

Les études pétrographiques de l'ensemble des gneiss glanduleux ont précédemment analysé ses différents complexes lithologiques. Dans les composants à texture fine, on aura pu ainsi noter l'existence de nombreux horizons discontinus de nature amphibolitique, quartzitique, gneissique, etc... Ces éléments constituent en fait des corps en nodules et "poissons" plus ou moins effilés et boudinés, de taille variable (de 0,20 m à la centaine de mètres), noyés dans une trame essentiellement micaschisteuse ou gneissique-albitique fine.

Cette roche-trame se présente toujours à l'affleurement sous la forme de masses mal orientées, où un feuilletage toujours fruste, discontinu, gondolé, n'offre pas à l'érosion de plans de discontinuité suffisamment nets pour lui permettre un facile débitage en bancs subparallèles. Les textures de ces roches, confuses, dont les éléments sont morcelés et disposés en taches dispersées, n'offrent habituellement à l'observateur qu'un aspect désordonné où les lignes directrices ressortent mal. Aussi les micaschistes de cet ensemble, formant dans la généralité des cas des reliefs lourds, empâtés par les alluvions, où les torrents entaillent des gorges aux parois massives et pauvres en repères, ne permettent-ils pas toujours des observations précises. Ces raisons expliquent pourquoi les mesures effectuées y sont souvent moins denses qu'ailleurs.

Dès l'abord, l'aspect compliqué et peu net de ces micaschistes par comparaison aux belles structures planes ou linéaires des autres ensembles, permet souvent de pressentir qu'il s'agit là d'un autre domaine. Cette impression initiale ne doit cependant pas empêcher de constater que les micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux, portent des structures fort analogues à celles déjà mentionnées. Le feuilletage fruste remaniant tous les constituants de la roche est une foliation et peut parfaitement se paralléliser avec les plans S_1 décrits plus haut.

En effet, tapissée de paillettes phylliteuses et munie d'une linéation constituée par des gaufrages ou des alignements de micas noirs chloritisés morcelés et étalés en flaqes, cette surface est le plan axial des nombreux petits plis toujours présents dans ces micaschistes. Il s'agit là de "plis minuscules" aux flancs souvent cisailés, à charnières aiguës où se situent préférentiellement des cristaux granulaires de quartz et éventuellement d'albite. Le plan S_1 est parallèle aux flancs étirés ou totalement laminés, la forme et les relais successifs des petits plis font que cette surface a souvent un aspect scalariforme qui souligne la linéation.

La linéation est aussi parallèle aux microcharnières, et, de direction transversale, doit être assimilée à l'alignement L_1 défini plus haut.

Certains de ces micaschistes particulièrement riches en phyllites présentent un autre type d'évolution de leurs "plis minuscules". Ceux-ci mènent à la formation d'yeux, amandes ou lentilles essentiellement micacées, qui constituent la principale des caractéristiques des "micaschistes à nodules" si fréquents dans le Massif Dora Maira. Soulignons avant tout que ce faciès de micaschiste se rencontre dans tous les ensembles et aussi hors de ce domaine dans la masse des calcschistes à ophiolites de son enveloppe.

Il semble qu'on ait partout l'aboutissement aux "micaschistes à nodules" chaque fois que le matériau se plie

de façon suffisamment "incompetent" aux efforts subis par la roche. Ainsi trouvera-t-on toujours des nodules lorsque le rapport entre minéraux phylliteux et minéraux cristallisant en grains, sera voisin de 1, les contraintes enregistrées par la roche étant évidemment identiques. De cette façon le faciès à "nodules" se rencontre dans les calcschistes (où les amandes de chlorite et phengite sont serties dans des linéaments flexueux de quartz et calcite, voire albite), dans les micaschistes argentés associés aux gneiss de Luserna (où les nodules, plus petits, uniquement constitués de phengite, sont régulièrement répartis dans une trame quartzreuse), ou dans certains micaschistes des ensembles graphitiques et des gneiss glanduleux. Dans tous les cas, à la taille et à la couleur des nodules près, l'aspect de la roche est équivalent.

Les nodules forment sur le plan de foliation S_1 , des boursoufflures à contours grossièrement circulaires qui peuvent souvent se détacher facilement de leur gangue. On obtient alors des sortes de lentilles biconvexes totalement enveloppées par un feutrage micacé luisant. La section d'une telle lentille montre généralement que le nodule micacé est en fait une charnière gonflée de petit pli dont les flancs s'effilent en se refermant sur eux-mêmes. Presque partout les micaschistes à nodules présentent de ces amandes étirées et boudinées entièrement séparées les unes des autres dans un banc donné. L'aspect de la roche est alors celui d'un faciès œillé, à yeux sombres dans une pâte claire.

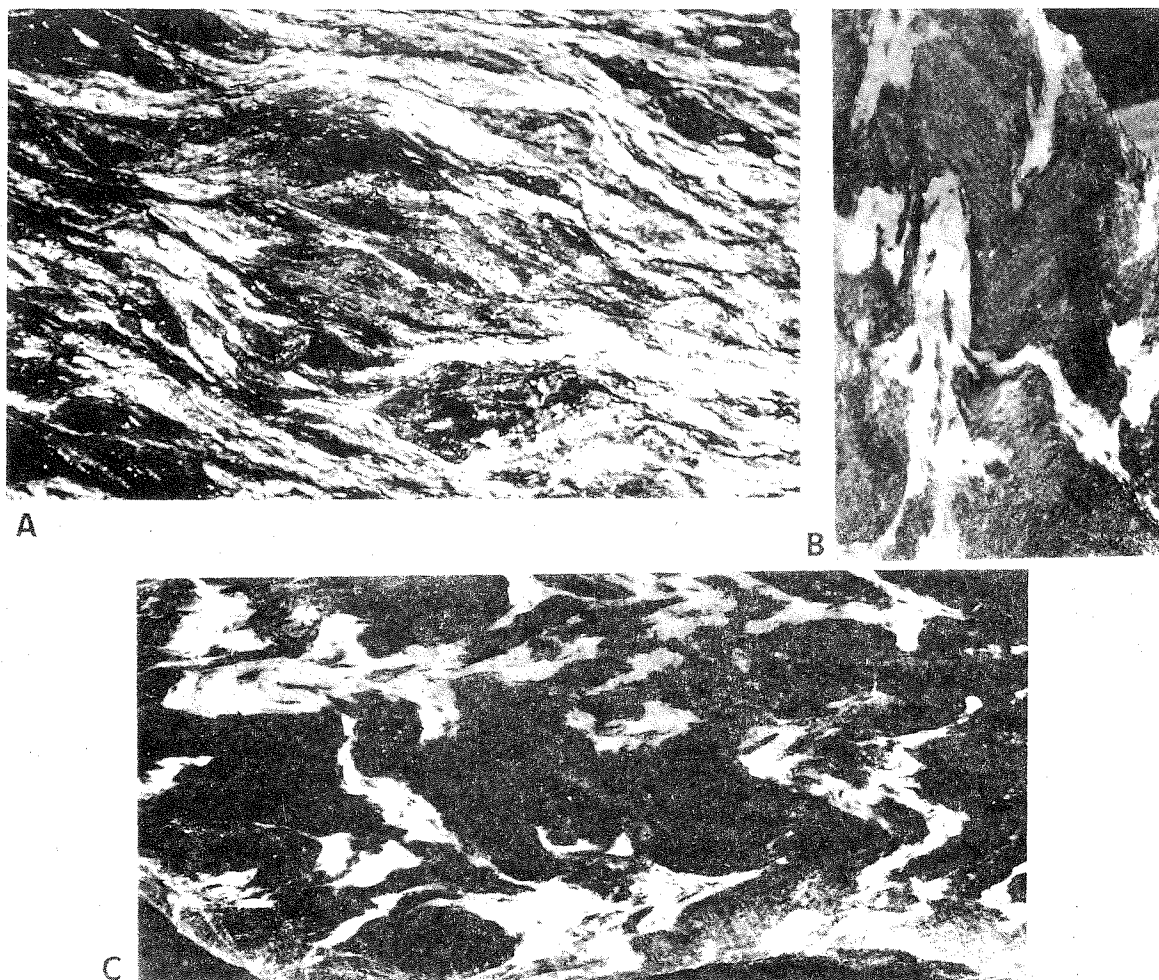


Fig. 47 - Micaschistes à nodules. Différents aspects évolutifs.

A = faciès banal, à nodules entièrement formés.

B et C = nodules en formation à partir de replis à charnières gonflées.

Toutes ces sections sont perpendiculaires à l'axe des microplis ou à la linéation régionale. Grandeur naturelle.

Parfois, il est possible de rencontrer des affleurements où l'on peut voir de façon évidente, le passage des lentilles à des plis semblables à charnière nourrie et à flancs plus ou moins étirés. Un certain nombre de points permettent d'observer l'évolution complète de telles structures. Dans la vallée de la Germanasca, il en est ainsi dans les affleurements de l'ensemble graphitique, sur le chemin de Granero, au Nord de Chiotti, ou sur les pentes sud de la Punta Muret au Nord de Perrero. Au Sud de Paesana, dans les escarpements situés près de Meira Baracuchietto, près du Col Gilba, il est possible de recueillir des micaschistes à nodules à tous les stades de leur évolution depuis de simples plis jusqu'aux amandes totalement refermées sur elles-mêmes. Il s'agit de niveaux appartenant à l'ensemble des gneiss glanduleux. (voir fig. 47). Ces points qui ont été particulièrement prospectés pour l'étude de ces faciès, ne sont cependant pas uniques, et dans tous les ensembles il est possible de vérifier çà et là le mode de formation de ces micaschistes si caractéristiques.

Les différents aspects des problèmes qu'implique la naissance des micaschistes à nodules a été détaillée ailleurs (P. VIALON, 1963, c - J. GROlier et P. VIALON, 1964). Il faut en retenir ici que ces amandes nées de plis minuscules boudinés, sont disposées de telle sorte que leur aplatissement coïncide avec la foliation S_1 qui est le plan axial des replis dont l'axe est conforme à la linéation L_1 transversale. Il est utile de souligner en outre, que l'évolution de telles structures, peut-être parallélisée avec celle des lentilles de quartz d'exsudation qui, plissées, se referment sur elles-mêmes suivant le plan de foliation régionale. Cela implique la naissance de minéraux avant et pendant les déformations, mais aussi ultérieurement, lorsqu'une stabilité relative est acquise.

Mais dans la masse micaschisteuse fine, à nodules ou non, ou bien plus ou moins albitique, existent aussi des corps effilés en poissons ou lentilles complexes, dont la nature lithologique, généralement plus massive, tranche sur la trame feuilletée où ils sont enclavés. Ces éléments fuselés peuvent être amphibolitiques ou leptynitiques (gneiss leucocrates pouvant passer aux quartzites micacés) ou encore des masses plus ou moins volumineuses de gneiss amygdalaires à grands phénoblastes potassiques albitisés. Quelle que soit la nature de ces corps en poissons, ils se présentent sous trois formes principales : en bancs relativement continus sur une centaine de mètres dont l'aspect lenticulaire n'apparaît qu'à la cartographie détaillée, en masses boudinées métriques ou décamétriques isolées ou alignées à un même niveau, à plat dans la foliation des micaschistes encaissants, ou enfin en grappes de nodules lenticulaires décimétriques à métriques, qui semblent disposés en désordre. Ces corps apparemment étrangers dans la masse micaschisteuse peuvent évidemment découler de niveaux lithologiques lenticulaires de la formation sédimentaire initiale, dont la composition particulière se retrouve après ou malgré le métamorphisme. Mais on ne peut totalement exclure la possibilité de septa de ségrégation, nés dans l'évolution métamorphique ou migmatitique.

Quoi qu'il en soit, ces niveaux, qu'ils aient été initialement lenticulaires ou plus continus, sont ultérieurement déformés en même temps qu'une cristallogénèse réaménage leurs composants. Ce sont ces événements qui imposent les marques essentielles actuellement visibles sur ces roches. Aussi les plans des niveaux continus qui sont des surfaces de foliation portent-ils des alignements minéraux L_1 transversaux, qui coïncident avec les allongements des boudinages lorsque ceux-ci existent. Parfois on peut vérifier grâce à ces corps en poissons, que la foliation est l'équivalent des plans axiaux S_1 des plis transversaux des autres ensembles, et de même, que la linéation L_1 est l'homologue des axes de ces plis.

En effet certaines masses d'amphibolites, à contours elliptiques parfois isolées dans les micaschistes, peuvent être groupées. Dans les parois de la gorge du torrent de Liussa, affluent du Pellice, s'observent de nombreux groupements de tels "poissons" amphibolitiques au sein de micaschistes à nodules. La falaise, de direction Nord-Sud, montre la disposition de ces noyaux massifs comme l'indique le schéma de la figure 48.

On peut ainsi s'apercevoir que les "poissons" amphibolitiques sont réellement des "inclusions tectoniques" dessinant un pli, dont l'axe est transversal, et dont le plan axial disjoignant les éléments amphibolitiques est la foliation régionale. Les mobilisations le long de ce plan ont dû être considérables, car il est rare de pouvoir

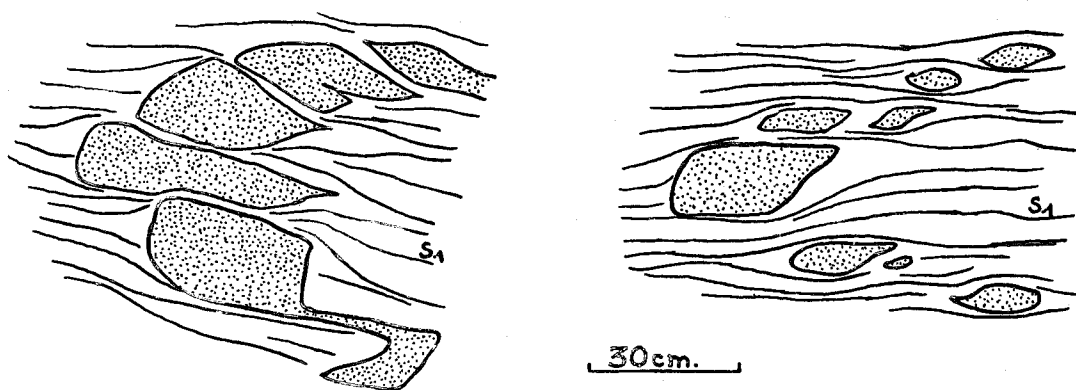


Fig. 48 - Schéma du boudinage de tête de pli d'un niveau amphibolitique dans les gneiss fins du Val Luissa.

En grisé = masses amphibolitiques - S_1 = foliation régionale des gneiss encaissants.

poursuivre de proche en proche la forme générale de l'ancien banc fémique. Par contre, il est fréquent de rencontrer au sein des micaschistes des "poissons" isolés, que l'on ne peut raccorder à aucune structure plissée proche. Souvent, ces inclusions tectoniques ou "boudins flottants" ont pu être confondus avec d'anciens pillow lavas. Cette disposition en masses elliptiques, isolées ou groupées en tête de pli boudinée, se trouve très souvent dans les micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux qui affleurent sur les flancs de la vallée du Pellice, et les pentes sud du Mont Vandalino en recèlent une grande quantité. Ces dispositions vérifient toujours l'homoaxie de L_1 et S_1 qu'elles permettent de définir avec les éléments équivalents observés dans les plis minuscules des micaschistes à nodules environnants ou dans les autres ensembles.

Les amandes des gneiss glanduleux noyées dans les micaschistes permettent parfois des observations semblables ; mais, en général, les contacts entre gneiss et micaschistes sont trop progressifs pour que les faits soient aussi probants. Par contre, si les masses incluses sont constituées par des gneiss leptynitiques, on retrouvera les mêmes objets, avec les mêmes formes et les mêmes orientations que lorsque les micaschistes englobent des noyaux amphibolitiques. Dans un cas cependant, étudié sous les crêtes orientales du Cornour, des formes moins évoluées ont été rencontrées. L'inclusion tectonique boudinée de gneiss leptynitique n'est plus en amande simple mais reployée sur elle-même. Ainsi que le montre la photo de la figure 49, un tel repli couché admet comme plan axial la foliation régionale, qui est évidemment encore S_1 . Son axe, transversal et assimilable à L_1 , est l'homologue de ceux des plis minuscules du micaschiste à nodules encaissant.

De l'examen de ces micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux il ressort donc que les mésostructures rencontrées sont parfaitement homologues et identiques dans leur évolution, eu égard aux matériaux affectés, à celles analysées dans les autres ensembles. Il est possible de distinguer des plans (limites de septa par exemple), dont l'origine peut être trouvée dans les transformations métamorphiques antérieures aux réaménagements ultimes qui seuls sont analysables ici, mais les foliations régionales coïncident avec les plans S_1 définis plus haut. De la même façon que dans les ensembles précédents, on peut vérifier que cette surface est le plan axial de nombreux replis dont les axes coïncident avec la linéation minérale L_1 habituelle et grossièrement orientée Est-Ouest. Ajoutons enfin que les lignes L_2 méridiennes et postérieures, sans être totalement absentes de ces horizons sont plus rarement notées, mais correspondent toujours exactement à celles qui ont été étudiées plus haut.

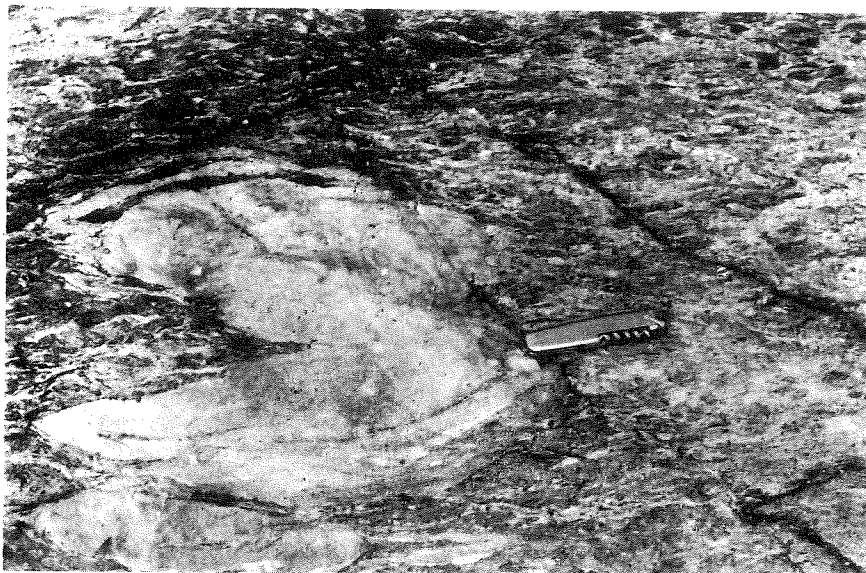


Fig. 49 - Repli intrafolial boudiné. Gneiss fin albitique dans les micaschistes à nodules (Punta Cornour).

2 - Les Gneiss.

Plusieurs cas doivent être considérés ici, car, dans l'ensemble des gneiss glanduleux, on a pu distinguer différents faciès d'origines diverses.

Les gneiss glanduleux proprement dits nous retiendront peu. Leur association, fréquente avec les masses micaschisteuses, a permis d'envisager leur évolution structurale dans le cas de petits septa. Lorsqu'ils se présentent sur de plus vastes surfaces, les mésostructures observables ne peuvent se déduire de la forme extérieure de la masse alors que cela était possible lorsqu'il s'agissait d'un noyau gneissique métrique inclus dans des micaschistes. Par contre, la texture et les composants de la roche jouent ici un rôle essentiel pour individualiser les empreintes structurales. Le plan de foliation, toujours très gondolé et boursoufflé, est rarement repérable comme plan axial de plis plus ou moins grands. Il l'est cependant : des raisons de continuité l'impliquent, et il est possible de le vérifier dans quelques cas. Dans la masse de gneiss glanduleux du Val Pô, à l'amont de Paesana, quelques affleurements bien frais offrent des surfaces S_1 (souvent gondolées, en raison des gros phénoblastes feldspathiques arrondis) où se distingue une linéation transversale, peu marquée par les alignements des cristaux de feldspaths étirés et ceux des micas. Sur une face taillée normalement à la linéation, la roche apparaît feuilletée. La disposition planaire des phyllites et de fines lamelles de quartz en est la raison. Ces lamelles de quartz épaisses de 1 à 2 millimètres sont fréquemment repliées sur elles-mêmes et s'effilent à leurs extrémités. Les figures obtenues sont identiques, à la taille près, à celles qu'on a pu étudier pour les lentilles d'exsudation quartzeuse en d'autres endroits. Ici, comme là, l'axe de tels replis est disposé parallèlement à la linéation portée par la foliation : il s'agit bien d'une structure linéaire L_1 , identique en position et nature, à celles étudiées jusqu'ici.

Dans les gneiss d'origine éruptive, granitoïdes ou dioritiques, les observations structurales possibles se

rapprochent de celles qui ont été faites dans les "granophyres" de l'ensemble de Dronero. De fait, on a de bonnes raisons de penser dans ces deux cas, que la roche originelle possédait une structure sensiblement isotrope. Actuellement, selon les points, un feuilletage plus ou moins prononcé est visible. Ce feuilletage est une foliation assimilable à S_1 , sur laquelle les biotites étalées en flaqes, les étirements des quartz et des feldspaths, ainsi qu'un fin gaufrage d'alignement de paillettes de micas blancs, dessinent une linéation de type transversal, L_1 .

Le plan S_1 déforme souvent les phénocristaux initiaux, peut les cisailier complètement, mais également leur conférer l'aspect en hélice déjà décrit dans les granophyres de l'ensemble de Dronero (voir figure 40). La bande de gneiss granitoïdes du Sud de Sanfronte possède de telles hélices feldspathiques, qui paraissent établir qu'elle se situe sur le flanc d'un pli déversé vers le Nord. Parfois, les feldspaths potassiques sont étirés et aplatis, de telle sorte que la roche prend une allure rubanée sur le plan S_1 . Une section perpendiculaire ne montre alors qu'un très fin feuilletage de lits millimétriques, alternativement clairs et sombres. Les anciens phénocristaux, ainsi réduits à l'aspect d'une étroite feuille soulignent la linéation L_1 transversale, de ces roches très laminées. Ce cas n'est cependant que sporadique dans les gneiss granitoïdes et se cantonne généralement sur les bords des gisements. Mais, que l'évolution du plan S_1 ait, ou non, produits de tels effets, il n'en reste pas moins, dans une région donnée, toujours parallèle à celui qui délite les roches encaissantes, quelles que soient les conditions de gisement de ces gneiss granitoïdes.

Ainsi, le petit massif de gneiss dioritiques de Costabellè, au Nord de San Germano Chisone, qui, cartographiquement, affecte une forme elliptique au sein des micaschistes graphitiques de l'ensemble de Pinerolo, possède une foliation. Cette dernière ne dessine pas les contours de la masse gneissique mais se poursuit, parallèle à elle-même, dans les roches encaissantes, bien qu'elle y soit d'un caractère particulier (zone d'affrontement des structures, sur la transversale de Pinerolo, voir p. 224). De même, les lames de gneiss granitoïde de la Varaita, dont on a vu le gisement subfionien dans les autres roches de l'ensemble des gneiss glanduleux, entre Bas Pô et Varaita, peuvent montrer un feuilletage S_1 , parfois très fin, parallèle à celui des roches environnantes et souvent sans égard pour ses épontes.

Dans les gneiss granitoïdes ou dioritiques, existent souvent des enclaves à contours francs, riches en minéraux ferromagnésiens. Cette texture à enclaves a servi de référence pour affecter une origine éruptive aux roches qui les présentent. Or, s'il est une règle de rencontrer de tels nodules fémiques dans les masses éruptives intrusives, il en est une autre qui est de définir ces éléments comme des corps à peu près sphériques, si toutefois la roche n'a pas subi d'avatars après sa mise en place. Ici, les enclaves ont toujours des aspects fusiformes, souvent très allongés, au moins sur les plans de foliation S_1 . En effet, une section perpendiculaire à ce plan et à l'allongement de l'enclave, montre que cette dernière est également aplatie suivant S_1 , mais peut aussi très souvent conserver, sur cette unique section, un contour sensiblement circulaire. Nous sommes donc en présence de corps grossièrement cylindriques, dont on peut constater que l'allongement est parallèle aux alignements minéraux du plan de foliation. Ainsi les enclaves évoluent-elles comme les galets décrits dans l'ensemble graphitique et leur forme a la même signification. Il s'agit dans les deux cas d'une magnifique matérialisation de la linéation transversale L_1 , qui rappelons-le, est un axe B. (voir figure 50).

Les gneiss œillés homogènes présentent souvent des mésostructures très analogues à celles qu'offrent les gneiss granitoïdes. Quelques particularités existent cependant. Par exemple, ces gneiss sont presque toujours très bien feuilletés alors que, dans les cas précédents, la roche pouvait avoir localement conservé sa texture grenue initiale. Une question se pose à propos de ce feuilletage qui, ici encore, est une foliation : existait-il avant les déformations ultimes, ou sa genèse est-elle due à celles-ci ?

Dans les régions où les gneiss homogènes sont environnés par les micaschistes de l'ensemble graphitique, entre Chisone et Sangone, la foliation des micaschistes est conforme à celle des gneiss. Ailleurs, il en est de même et jamais il n'est possible de mettre en évidence une discordance entre le plan de foliation des gneiss et celui des schistes cristallins encaissants, quelle que soit la nature de ceux-ci. En outre, il est très fréquent

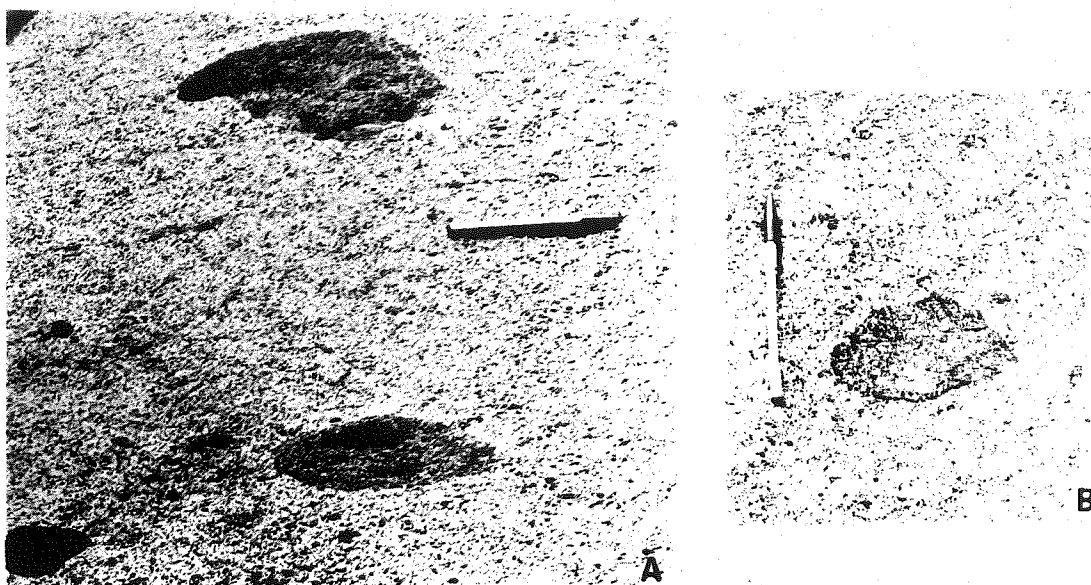


Fig. 50 - Enclaves des gneiss dioritiques de Perosa Argentina (Carrière du Rio Agrevo).
 Etirement selon L_1 sur le plan de foliation (A).
 Contour circulaire dans la roche équante sur une cassure perpendiculaire à L_1 (B).

d'observer sur la bordure des masses de gneiss homogènes des zones plus ou moins puissantes où les feuillet de matériel divers sont souvent réduits à des épaisseurs de l'ordre du millimètre. Ce débit en lames fines correspond à la foliation régionale et il n'est pas possible de le séparer des plans S_1 . Sa surface porte toujours une belle linéation où les micas sombres mêlés à des paillettes de micas blancs s'alignent en longues flaques juxtaposées aux linéaments quartzo-feldspathiques plus clairs. Cette disposition linéaire toujours transversale est ici encore assimilable à L_1 .

La fine foliation des zones bordières laminées, passe de façon progressive à celle plus grossière de la masse ocellée habituelle. Dans cette dernière il est fréquent de rencontrer des niveaux où les plans S_1 sont peu marqués. Les gros cristaux feldspathiques conservent alors des contours vaguement quadrangulaires et peuvent par endroits montrer des étirements dissymétriques analogues à ceux décrits dans les gneiss granitoïdes à feldspaths déformés en hélices. Les enclaves, enfin, sporadiquement présentes dans ces niveaux gneissiques, sont généralement aplaties selon la foliation et étirées en ellipse, à la manière de celles des gneiss dioritiques. Il faut donc en conclure que la masse des gneiss homogènes a acquis sa texture planaire parfaitement homologue de celle des roches encaissantes : ses composants déformés et plus ou moins aplaties et leur disposition générale en font foi.

Il est cependant possible de penser qu'originellement ces roches n'avaient pas partout une texture équante analogue à celle d'un granite. Il existe en effet dans les gneiss homogènes quelques bancs peu feldspathiques mais

dont le passage à la masse œillée est progressif. De même les épontes des masses gneissiques peuvent être constituées par des gneiss fins ou des micaschistes de l'ensemble des gneiss glanduleux : il en est ainsi dans les montagnes au Nord d'Ostana, dans le haut Val Pô, ou dans les collines entre Pô et Gilba. On a vu, que là, les micaschistes et gneiss fins se chargeaient assez rapidement en feldspaths grossiers (Col de l'Alpe Vallone, p. 151). Ces hétérogénéités et ces types de contact témoignent du caractère ancien des relations entre gneiss œillés et son encaissant, quelle que soit la genèse invoquée pour expliquer la formation des gneiss grossiers (ségrégation métamorphisme, migmatisation, granitisation...). Le type de rapport initial entre ces roches a été plus ou moins conservé et se décèle au travers de l'empreinte imposée par la foliation régionale.

Cependant, dans l'état actuel de l'analyse structurale fine de l'ensemble des gneiss glanduleux, on n'a pu mettre en évidence l'existence que de deux catégories de plans : la foliation S_1 décrite ci-dessus, et une autre surface cannelée, dessinant des "meneaux", visibles seulement en quelques points très particuliers. Jamais ces derniers plans, toujours ondulés et courbes, ne limitent deux niveaux lithologiquement différents. Ils se rencontrent au contraire au sein de la masse gneissique homogène, de façon aléatoire mais jamais désorientée. Ainsi, ils ne paraissent pas souligner une éventuelle disposition orientée initiale des matériaux de la roche. Les meneaux des gneiss homogènes apparaissent cependant dans des régions privilégiées. Les plus remarquables se trouvent dans les pointes occidentales des grands alignements transversaux des gneiss du Chisone. Près de Roreto Chisone, sous le village de Chasteiran, les gneiss qui constituent le substratum de l'ensemble graphitique, montrent une foliation S_1 orientée sensiblement Nord-Sud et faiblement pentée vers l'Ouest. C'est suivant cette surface que s'organisent



Fig. 51 - Meneaux dans les gneiss œillés homogènes.

La surface ondulée, convexe vers l'observateur, est la surface de disjonction dessinant les "meneaux". La foliation S_1 lui est transversale. L'intersection des deux plans donne la belle linéation plongeant vers l'Ouest (à droite sur le cliché).

principalement les feuillets micacés, à plat, tout en dessinant une linéation transversale qui apparaît aussi comme l'intersection de la foliation et du plan des "meneaux". Celui-ci est en effet, orienté à peu près Est-Ouest quand il est subvertical, et se trouve affecté par de nombreuses cannelures qui soulignent elles aussi la linéation. Ces surfaces

courbes se perdent de place en place dans la foliation, lui étant progressivement tangente, mais elles sont alors aussitôt relayées par un autre "meneau". Chacune de ces ondulations est plus ou moins feutrée de feuillets micacés, généralement plus abondants lorsque le meneau vient se confondre avec la foliation. De toute façon on a ici une magnifique matérialisation de "tectonites B", mais on doit se demander ce que représentent les surfaces courbes des meneaux.

On a vu qu'il n'est pas possible de leur attribuer ici un rôle de limite lithologique originelle. Par ailleurs, lorsqu'on examine les relations des gneiss avec l'ensemble graphitique, on constate l'accordance de leurs foliations malgré les nombreux petits replis des micaschistes. Ainsi la foliation régionale continue paraît être une schistosité



Fig. 52 - Contact des gneiss ocellés (massifs et peu feuilletés au bas du cliché) et des faciès graphitiques (plus feuilletés, partie haute du cliché), au-dessous du village de Chasteiran.

de plan axial évoluée. Ses relations dans les gneiss avec les surfaces de meneaux peut faire penser que ces dernières sont les traces d'une schistosité cristallophyllienne ancienne qui, alors, tiendrait le rôle du litage stratigraphique des micaschistes graphitiques. Malheureusement, jamais les meneaux n'ont été rencontrés en même temps que des hétérogénéités lithologiques, qui pourraient permettre de vérifier cette hypothèse. On doit penser aussi à une autre éventualité : le gneiss homogène pouvait, à l'origine, ne pas avoir de texture planaire. Les surfaces de meneaux pourraient alors provenir de plans de disjonction, nés dans une masse équante suffisamment rigide ou "competent" lors du plissement des formations graphitiques sus-jacentes, qui auraient réagi d'une façon plus souple. Cette hypothèse pourrait ainsi expliquer la discontinuité des meneaux des gneiss homogènes et leur localisation préférentielle dans les têtes des grandes structures, assimilables à des plis kilométriques. Quoi qu'il en soit, chacune de ces hypothèses permet de conserver le schéma qui se répète dans chacun des ensembles du massif, celui d'une foliation de plan axial S_1 portant une linéation L_1 homoaxiale de plis plus ou moins grands, transversaux.

Ainsi, au terme de cette analyse des mésostructures de l'ensemble des gneiss glanduleux, dont l'étude pétrographique nous a appris la complexité pétrogénétique, pouvons-nous souligner encore l'absence apparente de

structures sûrement plus anciennes que celles que nous sommes accoutumés à retrouver partout ailleurs. L'étude des caractéristiques des différents éléments analysés, laisse la possibilité d'envisager une probable homoaxie métachrone, mais il y a lieu aussi de penser que peut-être les dernières structures oblitérent entièrement les anciennes. Une analyse plus fine et plus fouillée que la présente étude, qui elle, se limite volontairement aux principales lignes, ou du moins à celles qui ont paru essentielles, serait alors nécessaire pour inventorier très exactement ces éventuels éléments antérieurs.

Jusqu'à plus ample information, nous défendrons simplement l'hypothèse que les jeux des événements récents qui imposent les empreintes prédominantes dans les roches de cet ensemble considéré comme un socle, sont guidés par les formes des structures antérieures. Il est probable que l'ancienne disposition était parallèle à celle qu'il est possible d'observer aujourd'hui. De ce fait, les traces des mouvements ultimes cachent totalement les traces plus antiques. Pensons toutefois au nombre réduit d'observations sur ces éléments et à la grande puissance des transformations récentes, qui impriment leurs marques jusque dans des roches initialement équantes pourtant d'évolution complexe et ancienne certaine.

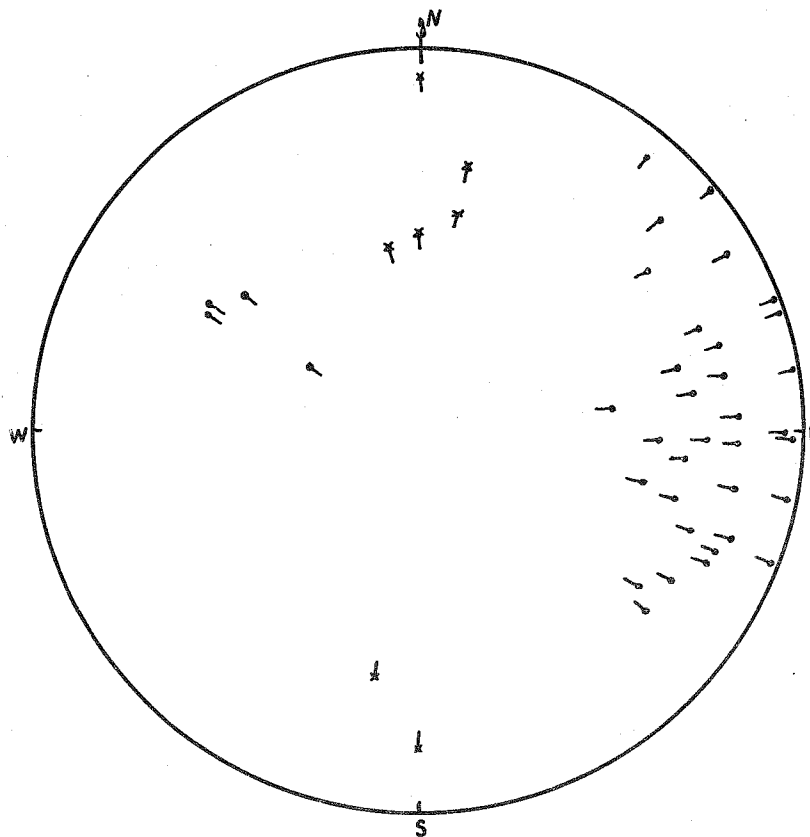


Fig. 53 - Exemple de diagramme des linéations dans l'ensemble des gneiss glanduleux.

Val d'Angrogna et crêtes de l'Est.

Canevas de Wulff - Projection de l'hémisphère supérieur.

Mêmes notations que pour les figures 44 et 46 auxquelles ce diagramme est tout à fait comparable.

F - Conclusion à l'analyse des mésostructures.

Réserveons à un stade ultérieur l'interprétation des observations notées jusqu'alors, et contentons-nous de grouper ici les caractéristiques essentielles des mésostructures du massif.

Le fait primordial, c'est d'abord la grande analogie des structures de petite taille étudiées dans chacun des ensembles, quels qu'ils soient et où qu'ils se trouvent. Ainsi, en grandes masses de vaste surface ou en pincées étroites, coincées au sein d'autres roches, tous les schistes cristallins du Massif Dora Maira portent, sur un plan de foliation régional S_1 dessinant apparemment une vaste coupole elliptique, une linéation transversale L_1 prévalente.

Celle-ci, marquée par des alignements minéraux, des gaufrages, des étirements divers, est disposée suivant une gerbe directionnelle allant de N 60° E à N 120° E, avec des plongements régulièrement inclinés vers la périphérie de la coupole, comme on peut le voir sur la carte des linéations (planche hors texte n° III). Ces éléments linéaires peuvent également correspondre à des axes de plis minuscules, plus ou moins écrasés, ou à des intersections du plan de foliation régional S_1 avec un litage sédimentaire plissé S .

En effet, la foliation apparaît presque toujours comme née de l'évolution d'une schistosité de plan axial, engendrée lors d'un plissement généralisé en structures isoclinales couchées. Ce plissement, axé transversalement à la chaîne alpine, partout reconnu dans le massif, mais aussi dans l'ensemble des calcschistes à ophiolites qui l'enveloppe, présente la particularité de montrer des déversements vers le Sud, au Nord de Chisone, mais, au contraire, en direction du Nord, dans la partie méridionale du massif. Dans une bande transversale située au niveau du Chisone, comme nous le préciserons plus loin, ces types de déversements s'affrontent. Il en résulte une certaine complexité dans l'orientation des néominéraux, qui peuvent alors s'organiser suivant le litage de façon prévalente. La foliation peut ainsi sembler plissée et redressée jusqu'à la verticale, mais au Nord et au Sud de la zone d'affrontement, elle revient progressivement au schéma général du plan axial S_1 devenu foliation subhorizontale.

Ces déformations se sont produites dans un climat propice à des cristallisations orientées par les éléments (schistosité, feuilletage, litage plissé, etc...) nés et déformés pendant les mouvements.

Le climat engendrant des néominéraux agissait d'ailleurs très précocement. En effet, guidée d'abord par le litage originel, la croissance des minéraux est ultérieurement induite, et de plus en plus, par les formes nées avec les plis et ceci jusqu'à n'être plus orientée finalement que par la schistosité de plan axial qui donne ainsi la foliation que nous observons. Néanmoins, les divers stades du plissement peuvent avoir été en quelque sorte figés par les cristallisations orientées du moment. Il en résulte des torsions, des étirements, boudinages, etc... des premiers éléments construits ("rods" de quartz d'exsudation, plissement en "nodules" des amas phylliteux initiaux, etc...) qui transparaissent au travers des impressions plus récentes (foliation régionale par exemple). Cette évolution continue, ou par phases successives, du plissement et de la cristallogénèse, semble d'ailleurs pouvoir expliquer que des objets semblables, montrant des traces de déformation analogues, puissent se présenter suivant des directions variant de façon continue également, depuis N 60° E jusqu'à N 120° E.

Les échantillons et affleurements des différents ensembles portent d'autres marques qui déforment les précédentes et leur sont donc postérieures. Il s'agit de replis souples assez peu fréquents, de linéations minérales L_2 , générales, de microflexures évoluant localement en diaclases. Tous ces éléments sont régulièrement longitudinaux à la chaîne (sensiblement axés Nord-Sud) et paraissent assez communément déversés en direction de l'Est. Jamais la densité et l'empreinte de ces éléments ultimes ne sont suffisamment développées pour cacher totalement les marques de génération L_1 et S_1 , qui apparaissent ainsi comme les formes de base commandant la structure intime des constituants du massif.

Ainsi, à l'échelle réduite de l'affleurement ou de l'échantillon, on peut se représenter de façon résumée l'organisation des éléments constitutifs du massif selon deux modes de formation essentiels mais d'inégale importance :

- En un premier temps, un plissement de style isoclinal couché, axé grossièrement Est-Ouest suit, accompagne et dirige selon les phases de son évolution, les recristallisations principales des roches du massif. Il impose son empreinte et conditionne partout l'aspect le plus marquant des affleurements.

- En un épisode ultérieur, des déformations moins importantes, axées régulièrement Nord-Sud, s'y superposent, agissant encore dans un climat permettant des réarrangements minéraux. Son évolution se termine cependant hors du domaine des recristallisations.

Il s'agit maintenant de considérer des objets de plus grande taille afin de vérifier si les mésostructures ont bien dans l'architecture du massif l'importance que paraît leur conférer leur grande continuité et leurs remarquables analogies dans les divers ensembles.

III - LES MEGASTRUCTURES.

La distinction entre méso et mégastructures, utilisée dans l'intention de faciliter l'exposé, est en fait assez artificielle. Il est en effet souvent évident qu'un passage sans solution de continuité existe entre ces deux types structuraux arbitrairement déterminés par des questions de dimensions. Ainsi, par exemple, nous avons pu définir plus haut le plan de foliation S_1 , qualifié de régional. Il est manifeste qu'ainsi définie la foliation dépasse la taille de l'échantillon ou de l'affleurement. Pour s'en tenir rigoureusement à la lettre de nos définitions, il eût fallu décrire un plan et le tenir pour particulier dans chaque cas rencontré. Une telle démarche comporterait, cela va sans dire, bien des inconvénients. Aussi a-t-on choisi dès le départ d'établir un lien de généralisation et d'étendre à plusieurs affleurements, et finalement à la région, un aspect particulier des roches examinées.

Il en sera de même ici, où dans l'étude de structures de grande taille on devra nécessairement empiéter sur le domaine des éléments de dimension plus réduite. Néanmoins, l'objet principal de l'analyse présente est l'examen de structures qui s'étendent sur une partie importante du territoire étudié, mais présentent surtout un caractère d'unité. Cette unité peut se déduire de l'examen d'un panorama ou de celui d'une carte et, d'une façon générale, joue un rôle sur l'architecture en grand du massif ou sur la morphologie de la région.

Seront ainsi successivement envisagés différents éléments de grande taille :

- les plis d'amplitude hectométrique, ou plus.
- les accidents cassants ou cisailants (failles - contacts anormaux)
- les ensembles, ou unités, limités ou impliqués par ces éléments structuraux.

Cette étude amènera ainsi à définir les grands ensembles architecturaux du massif, ou unités tectoniques, qui s'individualisent par leur position, leur composition lithologique ou leur style et comportement structuraux, dans le cadre où ils se situent.

A - Les Plis.

L'étude des différents petits plis, microplis et plis minuscules des ensembles qui constituent le Massif Dora Maira, n'a guère pu se concevoir sans mentionner l'existence de plus vastes structures où plusieurs ensembles pouvaient être impliqués. Soulignons dès l'abord que ces plis, qui affectent en grand les roches de la région étudiée, sont surtout transversaux. En effet, qu'elles s'individualisent sur la carte ou dans le paysage ces structures souples s'orientent selon l'éventail des directions bien connues dans les mésostructures : de N 60° E à N 120° E.

Les flancs du Val de Susa, au Nord du massif, offrent un certain nombre de replis qui affectent les ensembles des calcschistes de Dronero et des gneiss glanduleux. Dans le paysage, et sur la carte, apparaissent des rides anticlinales qui se relaient les unes les autres et dont les directions axiales, à peu près Est-Ouest, aux environs de Bussoleno, s'infléchissent progressivement jusqu'à N 120° E, en allant vers la plaine. Le cours de la Dora Riparia épouse à peu près la courbure de ces directions structurales. Ces rides successives et accumulées, en plis toujours déversés et couchés vers le Sud (dans les falaises au-dessus de Borgone on peut compter cinq anticlinaux superposés) appartiennent à un faisceau complexe, qui s'ennoie progressivement et régulièrement vers l'Ouest. Plus ou moins hachée par des accidents cisailants sur lesquels on reviendra, cette accumulation de replis peut se schématiser comme l'indique la figure 54 ci-après.

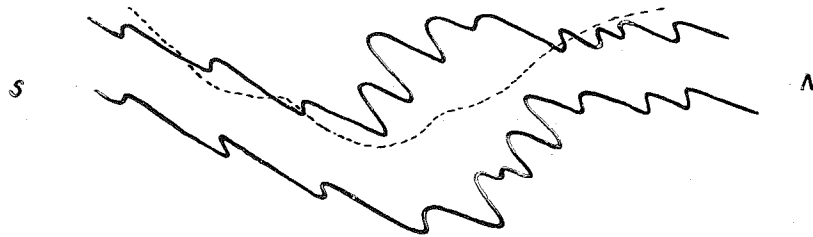


Fig. 54 - Schéma des structures transversales superposées du Val de Susa au niveau de la bourgade de Borgone. Le cœur des plis est parfois remarqué grâce à la présence du granite de Borgone - Vaie (ensemble des gneiss glanduleux) mais la disposition est souvent simplement dessinée dans les porphyroïdes arkosiques (ensemble de Dronero), localement soulignées par des niveaux mésozoïques.

Il est utile de signaler que dans la masse de calcschistes à ophiolites des montagnes situées immédiatement au Nord de la Dora, A. NICOLAS (renseignement oral) a pu mettre en évidence une suite à ces structures, tout à fait analogue. Les masses rocheuses, où ces plis sont dessinés par les limites lithologiques, montrent souvent des meneaux et aussi de petits plis très analogues à ceux qui ont été décrits lors de l'étude des mésostructures. Ces éléments, homologues de la grande structure, indiquent que le schéma proposé antérieurement, de la foliation de plan axial est également valable ici, et à grande échelle. Il en résulte que le massif paraît s'enfoncer vers le Nord en une vaste terminaison périclinale.

Les montagnes entre Sangone et Chisone, offrent probablement les plus beaux types de plis transversaux de grande échelle, du massif. Ces structures apparaissent très bien cartographiquement où de fins linéaments de l'ensemble graphitique de Pinerolo s'insinuent entre les masses plus importantes de gneiss ocellés. Ceux-ci, dont on a noté les transformations pétrogénétique et mésostructurale plus complexes que celles des micaschistes environnants, apparaissent là en quatre grandes "antiformes". La disposition cartographique de celles-ci suggère immédiatement un déversement vers le Sud et un plongement axial vers l'Ouest de ces structures nettement orientées transversalement à la chaîne.

Cette organisation se vérifie dans le paysage. En remontant la vallée du Chisone, en amont de Perosa Argentina, les falaises de la rive gauche se révèlent être constituées par de grandes dalles de gneiss qui pendent de plus en plus fortement vers le Sud, depuis les sommets jusqu'au fond de la vallée, où les pendages sont sub-verticaux. Des coupes méridiennes dans ces montagnes, dont l'étude du gisement des roches de l'ensemble graphitique a déjà donné un aperçu (voir figure 27, p. 123) permettent de préciser la situation des bandes graphitiques entre les masses gneissiques. On a pu comparer cette position, aux "synclinaux" mésozoïques pincés dans les massifs cristallins externes des Alpes dauphinoises. Les innombrables plissotés de détail déjà notés dans les micaschistes de ces longues lanières transversales, paraissent bien aussi indiquer que l'on se situe là au cœur des replis affectant des matériaux "incompetent". Mais, de plus, les falaises de la Cresta Roccia Palet au Monte Maridor, à l'Est du Cugno Alpet, indiquent que les gneiss grossiers sont disjointes en plusieurs masses à valeur anticlinale, déversées vers le Sud et peuvent coïncider entre elles de minces lambeaux graphitiques.

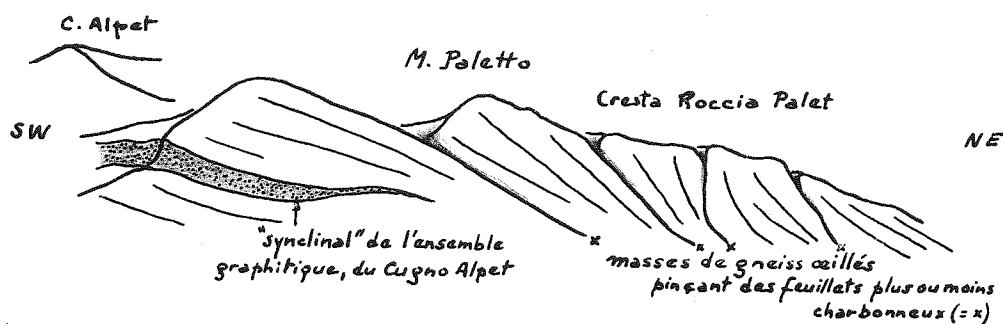


Fig. 55 - Schéma de la structure en masses déversées vers le Sud et pinçant des "synclinaux" de micaschistes à graphite. Cresta Roccia Palet, vue depuis le Monte Cristetto vers le Nord-Ouest.

Ainsi, les montagnes entre Sangone et Chisone apparaissent comme un énorme faisceau de quatre anticlinaux déversés vers le Sud. Leur axe est exactement Est-Ouest, ainsi que le montre bien la carte, et il plonge doucement vers l'Ouest. La masse anticlinale la plus étendue s'ennoie à l'Ouest au niveau de Roreto-Chisone. Rappelons que c'est dans cette fermeture occidentale que les structures en meneaux des gneiss ocellés ont pu être étudiées en détail (voir ci-dessus, p. 216).

Cette situation des grandes bandes gneissiques, les caractéristiques structurales de ces formes ainsi que celles des multiples froissements connus dans les micaschistes qui jalonnent les "synclinaux" couchés dans les montagnes du Nord de Chisone, permettent encore de souligner la correspondance existant entre méso et mégastructures, et aussi les relations étroites entre celles-ci et la cristallogénèse orientée.

Un peu au Sud, entre Perosa Argentina et Villar Perosa, le long des vallées de la Germanasca et du Chisone, existent de nombreux niveaux de conglomérats dans les faciès graphitiques. Ces bancs de nature particulière peuvent servir à souligner les grandes structures. La carte permet d'entrevoir que les dispositions sont telles qu'on peut penser qu'elles prolongent vers le Sud les structures du Nord.

En effet, tout au long de la basse vallée de la Germanasca, les horizons conglomératiques, bien que souvent discontinus, peuvent servir de repères. En suivant un niveau détritique grossier, au Nord il apparaîtra subhorizontal et confondu avec la foliation régionale. Vers le Sud, il deviendra subvertical, parfois suivi, cas particulier assez remarquable et exceptionnel, par la foliation régionale, mais pouvant aussi lui être perpendiculaire, et compliqué alors de petits replis ou de meneaux. Depuis Chiotti, le parcours en baïonnettes successives de la Germanasca se calque sur cette disposition. Les plis ainsi matérialisés, sont au niveau du confluent avec le Chisone, de simples grandes flexures en genou, dont l'axe sensiblement Est-Ouest, plonge vers l'Ouest. Il est difficile d'affirmer qu'il y a là uniquement la partie supérieure d'une structure couchée dont le flanc inverse n'est pas encore atteint par l'érosion. Cependant, les nombreux replis métriques qui sont indubitablement des empilements de plis isoclinaux couchés, situés dans la tête du grand pli, ainsi que la présence d'une foliation subhorizontale qui est le plan axial des mésostructures, (mais qui peut se redresser et rester parallèle au litage ainsi qu'on l'a déjà noté dans cette région particulière), tend à faire penser qu'il s'agit là d'une mégastructure couchée vers le Sud et en partie cachée.

Cette hypothèse reste cependant conjecturale et la structure ainsi décrite présente bien des particularités troublantes. En outre, une hétérogénéité dans les grandes et petites structures reste possible et il n'est pas permis d'affirmer ici d'une façon indubitable que les plis couchés vérifiés au Nord de Chisone se poursuivent plus loin au Sud. Insistons cependant sur le fait que cela appartient au domaine du vraisemblable bien que, dès le niveau de Villar Perosa, le style de plissement change radicalement, ce qui, sans doute, est une des raisons des particularités notées dans la disposition de la foliation régionale.

En effet, dans la partie méridionale du bassin graphitique du Pinerolese, d'autres types de structures viennent buter contre le front des plis en genou paraissant déferler du Nord. Dès le niveau de Chiotti, dans la vallée de la Germanasca, on en rencontre les traces (voir figure 56). Les niveaux graphitiques, par ailleurs en molles ondulations, s'érigent en anticlinaux éjectifs à charnière aiguë et cassée, souvent armés par les horizons sous-jacents de l'ensemble des gneiss glanduleux. C'est dans ce type de structures que s'observent constamment les foliations de litage qui supplantent momentanément la foliation de plan axial. Ces anticlinaux faillés, parfaitement transversaux, sont ainsi jalonnés par le cours du bas Chisone ou du torrent de San Germano qui soulignent leur rectitude. Cependant, dès le niveau de Porte-San Germano, leur allure évolue et les pincées anticlinales deviennent, lorsqu'on se dirige vers le Sud, de plus en plus déversées, puis même couchées en direction du Nord, et la foliation retrouve sa position axiale habituelle.

La région du Chisone apparaît ainsi comme une zone d'oscillation des plis, où l'antagonisme de plis déversés vers le Sud et vers le Nord détermine le style éjectif. Le croquis (figure 56) ci-dessous permet de schématiser, avec les variations de la disposition de la foliation S_1 , s'éloignant momentanément du plan axial des plis couchés, la zone d'oscillation des structures entre Perosa et le Val d'Angrogna.



Fig. 56 - Schéma de la disposition des plissements et de la foliation sur une coupe Nord-Sud entre le Val d'Angrogna et le Chisone.

Les montagnes du Val d'Angrogna ou du Pellice, de composition extrêmement complexe, montrent également de nombreux replis. Tous sont des plis couchés ou déversés vers le Nord, mais aucun ne peut être suivi avec une quelconque continuité dans la masse de l'ensemble des gneiss glanduleux, très hétérogènes dans cette zone. Les anticlinaux de gneiss ocellés du Val d'Angrogna, ou les nombreux replis des gneiss et amphibolites du Vandalino, paraissent néanmoins fort bien s'intégrer au schéma construit plus au Nord et la structure couchée s'accroît lorsque l'on va vers le Pellice. Au Sud, les micaschistes à nodules du Val Liussa recèlent un certain nombre de niveaux amphibolitiques, qui, à petite échelle, nous l'avons vu, dessinent des replis généralement très boudinés. La couverture végétale de ces flancs de basse vallée ne permet malheureusement pas d'extrapoler ces observations à une échelle plus grande. Néanmoins, dans la région de Rora et du Val Luserna, les affleurements de l'ensemble de Dronero, dont on a vu les nombreux replis métriques, montrent, qu'à l'échelle supérieure, de vastes structures couchées existent également. Elles vont multiplier ainsi l'épaisseur apparente des gneiss de Luserna et de tous les niveaux de la région.

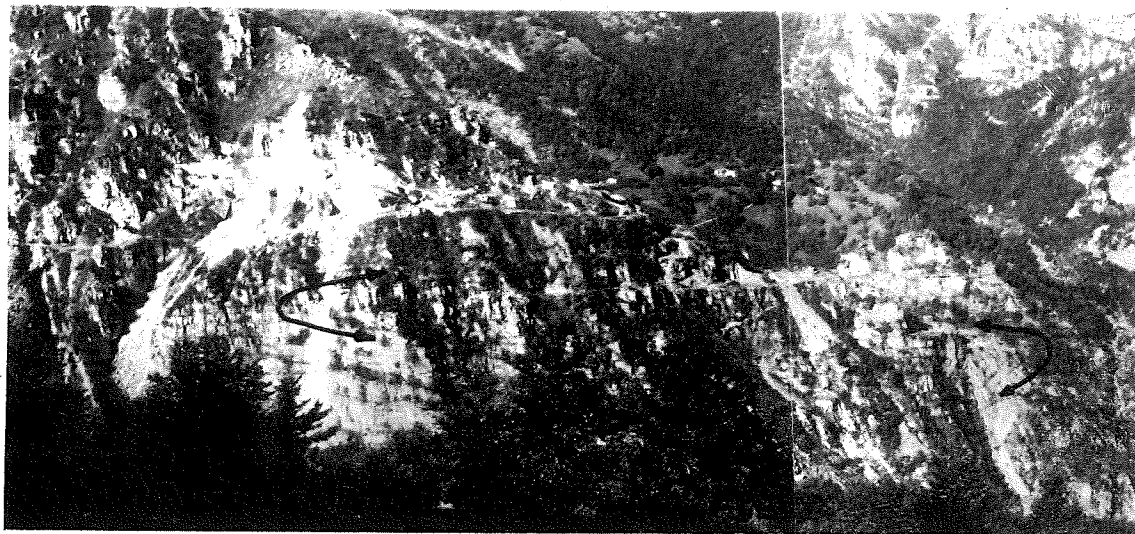


Fig. 57 - Panorama vers l'Ouest sur la zone des carrières du Val Luserna, pris depuis la Cresta Bordella (Montoso).

Grands plis kilométriques couchés, dans les porphyroïdes arkosiques.

Si les grands plis couchés sont souvent directement observables dans les falaises, ainsi que le montre la figure 57, en bien des zones de cette région de Luserna l'existence des grandes structures ne peut se déduire que de la cartographie et d'observations à petite échelle.

Les terminaisons méridionales de cette masse de gneiss, tant au niveau de Montoso qu'à celui du ravin du Ghiandone, qui descend sur Barge, mettent au contact des roches de l'ensemble de Dronero et des gneiss œillés de l'ensemble des gneiss glanduleux (voir figure 14, p. 84). Les pédoncules de gneiss de Luserna se referment progressivement vers le Sud, dans ces flancs de collines regardant la plaine. Ainsi, la carte suggère qu'il s'agit de deux vastes plis couchés d'axe Est-Ouest, plongeant vers l'Ouest, à enveloppe de gneiss œillés se refermant autour des faciès volcano-détritiques de l'ensemble de Dronero. Ces fermetures ont une taille kilométrique : dans le creux des lobes délimitant ainsi les roches volcano-détritiques, on rencontre de nombreux replis dont la taille (de 1 à 5 ou 6 mètres) et les accumulations (plis couchés isoclinaux superposés) les rapprochent de ceux qui ont été décrits dans les mêmes formations un peu plus au Nord (voir p. 199). Ainsi peut-on penser qu'au cœur de la vaste structure s'accumulent dans la tête des grands plis des froissements dont les caractéristiques permettent de situer la foliation régionale dans leur plan axial, qui est également celui des grandes structures.

Nous retrouvons donc ici, à un autre niveau et dans d'autres faciès, des structures analogues à celles que l'on rencontre dans les montagnes du Nord du Chisone. Cependant, si les caractéristiques sont identiques, le sens du déversement a changé. En effet on peut admettre, selon un raisonnement déjà tenu, que les roches de l'ensemble des gneiss glanduleux constituent un socle par rapport à celles des faciès volcano-détritiques. Les gneiss de Luserna sont donc aux cœurs de synclinaux. C'est dire que ce déversement vers le Nord continue celui qui s'amorce au niveau du Val d'Angrognà.

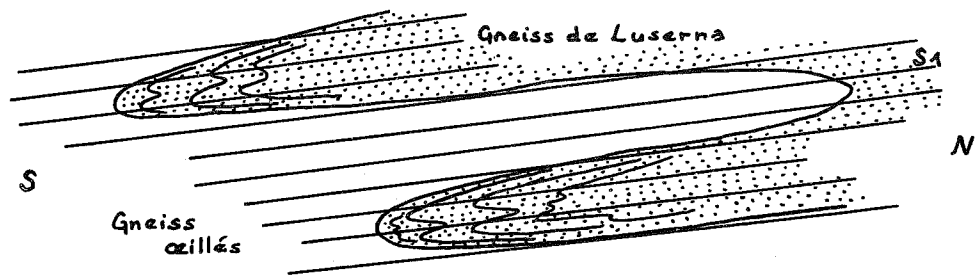


Fig. 58 - Schéma des replis aux creux des lobes de porphyroïdes arkosiques, au-dessous de Montoso. (voir aussi figure 14, p. 84).

Ces mégastructures souples se décèlent avec plus de difficultés vers le Sud, à partir du niveau du Pô. Certes, dans la masse du Bracco on peut rencontrer de petits plis intrafoliaux fort analogues à ceux dont il vient d'être question. Ils peuvent faire dire, par suite de leur grande accumulation dans les flancs méridionaux de cette montagne, qu'ici aussi on se trouve au cœur d'un grand pli synclinal Est-Ouest ouvert vers le Nord. Cependant la brèche de la vallée du Pô ne permet pas de voir les rapports des faciès du Bracco avec ceux des autres ensembles environnants et l'hypothèse reste telle. De même, à de nombreux niveaux, dans les montagnes de Gilba, ou plus au Sud, il existe de nombreux petits replis centimétriques ou métriques, étudiés plus haut, mais jamais la relation avec une structure souple de grande taille n'a pu être établie dans ces régions. En réalité, il semble bien qu'ici le style tectonique souple fasse place à des glissements couche sur couche, entraînant des chevauchements, soulignés par des contacts anormaux, plans de cisaillement et failles, parfois associés à de petits plis fort analogues à ceux que nous connaissons, mais jamais à de grands. Ceux-ci se retrouvent néanmoins plus au Sud, dans les masses de l'ensemble des calcschistes, où ils s'accompagnent, évidemment, dans leurs charnières, de petits plis d'accumulation intrafoliaux que nous pouvons maintenant considérer comme habituels et banaux. Dans ces régions la règle du déversement vers le Nord ou le Nord Est qui s'amorçait au niveau du Pellice, prend toute son ampleur.

B - Les accidents cisaillants et cassants.

1 - Individualisation des contacts anormaux.

Dans les roches métamorphiques à l'architecture très compliquée, comme celles du Massif Dora Maira, tout contact entre deux faciès différents peut être présumé anormal. Peu d'éléments permettent ici de confirmer ou d'infirmer ce postulat, qui en bien des régions des Alpes internes s'est cependant souvent révélé exact.

Dans le massif étudié, où de simples plis sont parfois difficiles à individualiser, car les déformations s'accompagnent de recristallisations qui tendent à tout uniformiser, les contacts anormaux sont délicats à repérer. Il ne peut être question d'affirmer que tous les contacts lithologiques sont des failles, encore que très souvent la différence des propriétés mécaniques d'une roche à l'autre entraîne le long du contact des mouvements laissant des traces. Mais ce type d'accident est généralement de peu d'importance et, ici, il ne sera pas pris en considération. Il ne peut être question non plus de nier totalement l'existence des contacts anormaux au sein de ces masses rocheuses, où, les nombreux plis couchés, ou simplement déversés, affectant tous les ensembles,

suggèrent l'existence de déformations importantes.

Il importe, avant tout, de laisser à l'hypothèse la plus étroite marge possible. Pour cela, il faut trouver un repère qui permette de jalonner les contacts de chevauchement principaux. Deux caractères des roches en présence vont nous guider : leurs propriétés mécaniques (les éléments relevés sur les plis portant témoignage de l'ambiance dans laquelle les déformations se sont produites et qui permettait les recristallisations), et l'âge relatif des ensembles affectés.

Nous savons peu de chose jusqu'alors sur ce dernier point sinon que les ensembles gneissiques sont plus anciens que l'ensemble des calcschistes. Celui-ci, que des critères paléontologiques ont permis, dans des régions voisines, de dater du Mésozoïque, paraît donc susceptible de nous fournir d'utiles renseignements. Il faut cependant compter avec des faciès analogues plus anciens, ou des convergences dues au métamorphisme, qui risquent de brouiller ce schéma. Pour éviter de semblables pièges, il sera bon de considérer comme particulièrement significative la seule association de tous les faciès présents dans l'ensemble des calcschistes : calcaires plus ou moins dolomitiques, quartzites, calcschistes, roches vertes.

Les ensembles gneissiques eux-mêmes sont difficiles à situer les uns par rapport aux autres. Cependant, les évolutions pétrologiques et structurales complexes que laissent voir l'ensemble des gneiss glanduleux, permettent de penser que cet ensemble est relativement plus ancien que les autres (voir analyses pétrographiques).

Ainsi, le critère de l'âge relatif des divers ensembles paraît pouvoir être utilisé avec profit. En raisonnant comme dans le cas des plis (région de Montoso), où les gneiss glanduleux reposant sur des roches de l'ensemble de Dronero sont considérés en position renversée, on pourra penser que des calcschistes jalonnent un contact anormal s'ils se situent entre deux ensembles gneissiques.

Le critère mécanique paraît aller dans le même sens : dans les conditions où se sont produites les déformations, il est admis que les matériaux calciteux, les roches vertes (serpentinites), voire les quartzites, fluent facilement. De telles roches vont pouvoir jouer le rôle de lubrifiant qui est souvent nécessaire le long des contacts anormaux. Le matériel constituant l'ensemble des calcschistes paraît posséder les particularités nécessaires au rôle de jalon listrique qu'on veut lui attribuer. Mais il est évident que cet ensemble n'est pas le seul qui, par sa composition, soit susceptible d'avoir une action lubrifiante : des constacts anormaux pourront apparaître chaque fois qu'un matériel propice est sollicité par les déformations, quels que soient son âge et son appartenance à un quelconque ensemble défini ici.

Il reste que les critères choisis, qui présupposent une bonne reconnaissance pétrographique des différents ensembles, ont pu, dans le Massif Dora Maira, être mis en oeuvre avec fruit. Ainsi les grandes unités tectoniques seront délimitées, ainsi l'évolution des plis couchés vers des chevauchements plus amples pourra être invoquée. Mais il faut reconnaître que seuls les accidents les plus marquants pourront être individualisés de cette manière, et il est vraisemblable que la démarche suivie ne conduit qu'à un schéma, où manquent des détails, oblitérés par les recristallisations syn et post-cinématiques ou les laminages trop intenses. En outre, au sein d'un même faciès lithologique, nos critères ne peuvent plus être utilisés et il faudra des circonstances particulièrement favorables pour que soit permise la reconnaissance d'accidents dans ce milieu homogène et uniformisé par les recristallisations métamorphiques.

Pourtant, celles-ci vont, à leur tour, nous fournir un repère, car après les recristallisations, dans un bâti revenu à un calme "moléculaire" relatif, d'ultimes mouvements vont se produire. Mais affectant un matériel plus rigide, ils vont le casser brutalement en des fractures nettes, jalonnées de roches écrasées. Ainsi ressortiront les failles récentes et des accidents qui malheureusement n'ont qu'un rôle limité dans l'architecture du massif.

2 - Les Chevauchements.

a) Les rapports entre les ensembles gneissiques et la masse des calcschistes.

Les principaux chevauchements que les moyens exposés ci-dessus ont permis de mettre en évidence, sont facilement repérables sur la carte géologique. C'est que, dans le Massif Dora Maira proprement dit, les critères retenus, trouvent un domaine de choix. Au sein des ensembles gneissiques, des jalonnements de minces pincées souvent écrasées, de roches appartenant à l'ensemble des calcschistes, apparaissent souvent brutalement et de façon inattendue, mais dans des positions qui finalement s'ordonnent très bien lors de la cartographie. Elles permettent de tracer de façon précise les contacts anormaux. De même, dans la masse propre de l'ensemble des calcschistes qui enveloppe le massif, l'apparition de lames étroites de gneiss surgissant en étrangères, va autoriser les mêmes conclusions. Cependant, il est un domaine où nos critères de reconnaissance des contacts anormaux vont être mis en échec : il s'agit de la limite entre la masse des gneiss et celle des calcschistes qui, à très peu près, les enveloppent entièrement.

La superposition des calcschistes aux gneiss peut bien être considérée comme normale. Mais le fait que sur tout le pourtour du massif, l'ensemble des calcschistes puisse reposer directement sur divers faciès de différents ensembles, paraît un argument en faveur de l'hypothèse d'un contact anormal généralisé : calcschistes sur gneiss. D'ailleurs d'autres observations permettent de pencher pour cette idée. C'est le cas, lorsque tout au long des limites du massif, on remarque un certain nombre d'accidents mineurs en relais, qui se rencontrent aussi bien dans le domaine des gneiss, où ils sont jalonnés par des calcschistes, que dans la masse de ces derniers, où ce sont des coussinets de gneiss qui les soulignent. Mais que dire de la flèche d'un tel chevauchement alors que la plupart des affleurements, (sauf autour du Rocciavre qui, nous le verrons, est un cas particulier) montrent un contact assez éloigné de l'horizontale ? Dans le même ordre d'idées remarquons l'existence très commune de porphyroïdes arkosiques (gneiss Clapier) immédiatement sous les calcschistes.

Il n'empêche que la masse principale de l'ensemble mésozoïque, enveloppe du Massif Dora Maira, peut être considérée comme chevauchante ou au moins "parautochtone" sur les gneiss. Les diverticules de calcschistes, émanés de leur masse occidentale recoupant les différents ensembles gneissiques et surtout bien représentés sur les lisières ouest du massif, paraissent en porter le meilleur témoignage.

Ainsi, les limites du massif gneissique avec les calcschistes de son enveloppe peuvent-elles être assimilées dans une large mesure à un contact anormal qui se révèle comme l'un des accidents majeurs des superstructures métamorphiques des Alpes Cottiennes. Se trouvent ainsi séparées deux unités tectoniques de premier ordre : la première est l'unité enveloppe, essentiellement constituée par les faciès de l'ensemble des calcschistes et que l'on pourra désigner par une expression consacrée par l'usage : "zone des Schistes lustrés". L'autre constitue le Massif Dora Maira proprement dit avec toute sa complexité, c'est l'un des "massifs cristallins internes" de la littérature géologique alpine.

b) Les discontinuités dans les ensembles gneissiques.

Le "massif cristallin interne" lui-même, objet principal de nos préoccupations, n'est pas indemne de contacts anormaux internes. Ceux-ci, nous l'avons vu, s'ils sont moins grandioses que le grand accident, base de la "zone des Schistes lustrés", peuvent par contre être assez facilement suivis grâce aux repères dont on a pu ci-dessus mesurer la relative objectivité. Un simple examen de la carte annexée (voir planche hors texte n°1), permet de se rendre compte combien la disposition de ces grands accidents se calque en première approximation sur la forme en haricot du massif. Dans les deux masses jumelles des extrémités nord et sud du massif, les contacts anormaux, grossièrement concentriques, dessinent symétriquement les grandes courbures reflétant les formes générales du massif. Elles paraissent se relier aux accidents de ses marges occidentales qui multiplient

le contact subméridien de base des Schistes lustrés. Dans le "hile" de l'édifice, on constate au contraire, que les chevauchements sont de plus faible ampleur d'après le dessin cartographique, et qu'ils sont discontinus. Ils se disposent assez confusément autour d'une direction transversale, tout en paraissant toujours se relier vers l'Ouest, aux accidents méridiens.

Ainsi, l'examen de la carte permet-il de retrouver une image déjà entrevue lors de l'analyse des méga-structures souples et aussi des mésostructures : le massif peut être subdivisé en deux domaines.

Dans le premier, périphérique et le plus vaste, les déformations ont engendré des structures qui, déversées systématiquement vers le centre de l'ellipse que forme le massif, en dessinent l'aspect général.

Dans le second domaine, qui constitue le cœur du bâti ainsi circonscrit par des structures convergentes, leur antagonisme détermine une zone "d'oscillation", plus confuse.

Ainsi est-on amené à comparer différentes formes, résultats des déformations subies par tous les ensembles présents.

c) Chevauchements transversaux et foliation.

Les analyses précédentes ont pu montrer que les plis, petits ou grands, transversaux au massif, pouvaient être considérés comme des expressions, différant uniquement par la taille, d'un même épisode de déformation. Leur style en plis isoclinaux couchés paraît être en particulier déterminant dans la naissance de la foliation de plan-axial régionale. Il en est de même dans tous les ensembles et sans en excepter les pincées calcschisteuses coincées entre deux masses gneissiques (voir p. 195). Ces niveaux jalonnant les contacts anormaux contiennent des plis intrafoliaux transversaux au même titre que les roches environnantes. Cependant le contact anormal reste une surface plane, peut-être légèrement gauchie à grande échelle, mais qui n'est pas replissée sur elle-même avec les plis isoclinaux couchés. Au contraire le plan de chevauchement coïncide avec celui de la foliation, (c'est-à-dire avec les plans axiaux des plis), très régulier et régional, dessinant l'aspect en coupole du massif. Il faut donc en déduire que plis et chevauchements sont nés dans une même phase de déformation, et sont absolument contemporains.

La foliation s'est également individualisée au cours de la même période. Il semble que l'examen des accidents de la "zone d'oscillation" située sur la transversale de Pinerolo apporte des arguments dans ce sens. Là les accidents sont peu chevauchants et peuvent même devenir subverticaux dans la zone d'affrontement où les anticlinaux éjectifs fendus déterminent des sortes de failles qu'épousent les cours du bas Chisone et du torrent de San Germano. La foliation se confondait jusqu'alors avec les plans axiaux des plis couchés. Ici elle continue à se paralléliser avec les plans des anticlinaux éjectifs, cette fois subverticaux et du même coup vient se confondre avec le litage stratigraphique redressé et parallèle à l'accident axial.

Ainsi, le style de déformation changeant, la belle régularité du dessin de la coupole est-elle également rompue. Mais, comme dans les contacts anormaux chevauchants subhorizontaux, la règle reste la même et l'évolution des plis et des fractures, qui ici leur sont manifestement liées, continue à se paralléliser avec celle des cristallogénèses.

d) Chevauchements longitudinaux.

On a pu noter également la continuité apparente de tous les accidents du massif, qu'ils soient transversaux et internes ou longitudinaux et de bordure. Il y a en effet coalescence ou presque, des contacts anormaux du cœur du massif avec ceux de ses lisières occidentales, qui peuvent être considérés comme des répondants mineurs du grand contact de base des Schistes lustrés. Cette progressive accordance, scellée en outre par les recrystallisations

qui uniformisent tout, est probablement acquise et il est fort possible que deux générations d'accidents se télescopent ainsi. On doit néanmoins tenir compte de la relative continuité des deux types de chevauchement, qui paraît être un pendant de la non moins relative constance du climat métamorphique tout au long des périodes successives de mouvements (1). De tels rapprochements font envisager une évolution assez continue des déformations qui entraînerent d'abord des plissements transversaux à déversements antagonistes puis, progressivement, des chevauchements longitudinaux, accompagnés d'un gauchissement à grande courbure des structures déjà construites.

Ainsi, les grands contacts anormaux s'intègrent-ils très facilement dans le schéma des déformations successives subies par les ensembles du massif. Tous apparaissent comme des résultats particuliers d'une évolution de la tectogenèse accompagnée de recristallisations. Ces phénomènes associés peuvent être échelonnés dans le temps en plusieurs "phases", mais leur impulsion initiale a été, apparemment, unique.

3 - Les accidents cassants.

Ce sont bien sûr des failles. Elles se distinguent nettement des autres types d'accidents pour deux raisons essentielles : elles sont postérieures à toutes les recristallisations et sont souvent jalonnées de roches écrasées ; elles n'ont en règle générale que peu d'importance dans l'architecture du massif. Mais dans ce cas encore, défions-nous d'un cadre rigide et trop schématisé qui risque de mal refléter la réalité. Il existe en effet tous les intermédiaires entre les cassures tardives et relativement peu importantes de matériel peu souple et les accidents chevauchants contemporains des ultimes épisodes de cristallogénèse. De telles circonstances ne facilitent donc pas le classement rigoureux de ces mégastructures, mais elles permettent de souligner une fois de plus le caractère de continuité des diverses déformations qui ont affecté le massif. En outre, constatons de nouveau ici une analogie des observations faites sur les petits objets et les grands, car l'étude des mésostructures met en évidence le passage continu des microflexures aux diaclases. Rappelons que de tels éléments se groupent dans les structures longitudinales. Or les accidents cassants, objets du présent développement, peuvent également se rapporter à des déformations d'axe méridien.

Les plus typiques se situent sur les bordures orientales du massif, tout près de la bordure de la plaine padane. Il en est ainsi de la faille de Valgioje et de ses dépendances qui tranchent brutalement et de façon rectiligne tout le bord nord-est du massif. L'accident met brutalement en contact, par l'intermédiaire de zones mylonitiques relativement minces (2 à 5 mètres) les gneiss de types divers du "massif interne" et les roches vertes de la "zone des Schistes lustrés".

Plus au Sud, la faille de Barge, isolant le Monte Bracco des masses de gneiss glanduleux du Val Pô, a une valeur équivalente.

Dans les collines du Saluzzese, les failles de Rossana et du Val Bronda, sont des accidents cassants, au jeu récent tout à fait du même type (2).

(1) - On a vu en effet dans l'analyse des mésostructures, que les déformations d'axe longitudinal si elles recourent les axes transversaux, eux nettement syncristallins, se produisaient cependant dans un climat permettant encore les recristallisations.

(2) - Les cartes géophysiques présentées par P. GABERT (1962) montrent que sous les alluvions de la plaine, les dénivellations de la base du Pliocène sont souvent énormes. Dans la région de Saluzzo, au débouché du Val Bronda, de brusques différences de niveau indiquent la poursuite des failles du massif vers l'Est et leur jeu récent.

Mais, au sein du massif, en particulier près de ses bordures occidentales ou orientales, on retrouvera aussi de telles failles. A l'opposé des précédentes elles ne paraissent avoir que peu d'influence sur la disposition finale des affleurements du massif. Il est cependant très vraisemblable qu'elles jouent un rôle morphologique non négligeable en canalisant les premiers impacts de l'érosion. De plus, on peut penser qu'elles constituent des traces de la surrection ultime du massif et participent à son élévation. On en voit l'indice dans le jeu relatif des compartiments limités par ces failles sur la bordure orientale. Dans la région de Montoso, comme au Vandalino (voir figure 59) la somme des rejeux implique un affaissement relatif des parties orientales. Ou bien, sur les flancs occidentaux du massif, les grands accidents obliques du Cornour ou du Cappello d'Envie, dans lesquels s'insinuent des linéaments flexueux de marbres et dolomies, indiquent les glissements en jeu de cartes des différents compartiments, qui aboutissent à une remontée relative des masses orientales.

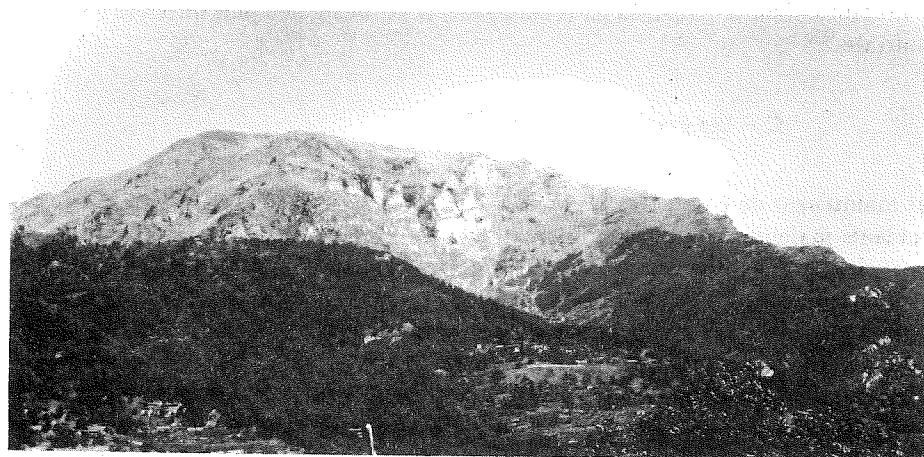


Fig. 59 - Les falaises sud du Vandalino, vues depuis la Comba Liussa, et leurs nombreuses fractures.

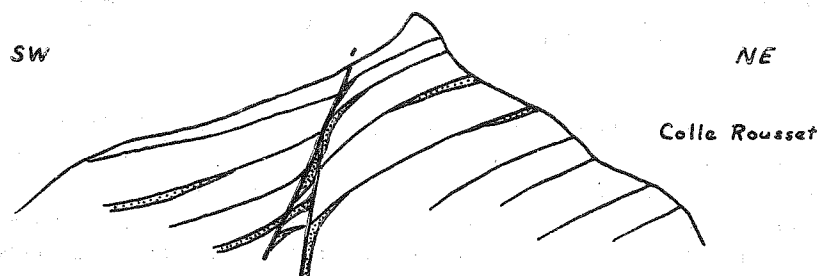


Fig. 60 - Schéma des accidents du Mont Cornour (face sud) avec leurs infiltrations de matériel marmoréo-dolomitique.

Mais le jeu tardif de ces failles ne doit pas faire oublier l'importance qu'a leur disposition régionale. Les accidents principaux semblent en effet poursuivre le dessin des grands chevauchements internes - bien antérieurs et contemporains des recristallisations - vers l'extérieur de la grossière ellipse formée par le massif. Le schéma obtenu est en définitive comparable à celui d'un diaphragme-iris dont les éléments se recouvrent partiellement les uns les autres. Ainsi les accidents cassants concourent-ils à accuser la fermeture du massif sur lui-même.

Soulignons enfin l'évolution progressive du pendage de tous ces plans de discontinuité, qui découpent les ensembles rocheux en autant de croissants imbriqués. Les chevauchements les plus internes sont proches de l'horizontale, alors que plus on se rapproche de la plaine padane, plus les surfaces sont fortement pentées et jusqu'à devenir verticales. (Failles du Bracco, du Saluzzese ou de Valgioje.) Cette organisation n'est sans doute pas fortuite. Il s'agit probablement là encore d'une marque de l'évolution continue du style des déformations concomitantes des phases de métamorphisme. Quelle est dans cette hypothèse, la cause et quel est l'effet ? Nous verrons plus loin que si la relation directe entre métamorphisme et déformations n'est pas niable (les multiples exemples de structures décrits jusque là en témoignent) il est beaucoup plus difficile de déceler quelle a été l'impulsion initiale.

C - Les grandes unités tectoniques.

Il s'agit maintenant de considérer les grands ensembles ainsi découpés et de replacer dans leur cadre les différents accidents majeurs étudiés jusqu'ici. La grossière forme en croissants des unités tectoniques délimitées par les divers accidents examinés plus haut, cache souvent une intense complexité interne. Il existe cependant des unités assez simples dans leur composition lithologique et dont la disposition des composants semble à peu près monoclinale. Aucune règle générale n'a cependant pu être établie. Il est donc nécessaire d'envisager successivement chacune des grandes unités pour en définir le style intime et la composition, qu'un examen de la carte structurale permet déjà d'entrevoir. Ce n'est qu'à la suite de cette analyse qu'une interprétation générale pourra être tentée bien que dès à présent les grands traits architecturaux du massif commencent à se dévoiler.

1 - Les unités méridionales.

a) L'unité du Monte Birrone-Testa di Cervetto.

Entre Varaita et Maira, l'unité la plus externe, et la plus élevée de cette région du massif, est celle du Monte Birrone - Testa di Cervetto. Elle est limitée à son sommet par le contact basal de la zone des Schistes lustrés et à sa partie inférieure par le chevauchement de la Varaita. Ce dernier consiste en une longue lanière, souvent de faible épaisseur, de roches de l'ensemble des calcschistes coincées entre les masses gneissiques. Issu du Val Bronda, il traverse la Varaita aux environs de Venasca et se poursuit à mi-pente sur le flanc droit de la vallée jusqu'aux abords de Sampeyre, où repassant sur la rive gauche, il va ceinturer toute la masse de la Garitta Nuova.

Malgré quelques écaillages, somme toute locaux, dans la région de Rossana du côté de la plaine, ou dans celle de Sampeyre, dans sa terminaison occidentale, cet ensemble architectural est relativement simple. Les roches de l'ensemble de Dronero, qui d'ailleurs y a été défini, en constituent la plus grande partie. Mais les accidents des pointes du croissant que dessine l'unité, peuvent faire réapparaître des lambeaux des autres ensembles en copeaux plus ou moins puissants, dans des positions souvent quelconques. Malgré cela, la disposition générale paraît monoclinale ou, plus exactement, semble constituer une vaste terminaison périclinale convexe vers le Sud : c'est la terminaison méridionale de l'apparente coupole régulière du Massif Dora Maira.

Dans le détail, et compte tenu, des lambeaux d'écaillage dont il est question ci-dessus, on peut s'apercevoir que la disposition en dôme que dessine la foliation est en fait secondaire et que cette dernière semble avoir été ployée après sa formation. Les mésostructures décrites précédemment et dont l'évolution est liée aux défor-

mations contemporaines des recristallisations se retrouvent dans toute l'unité. Les plis minuscules intrafoliaux des micaschistes sont habituels. Les plis d'enfournement métriques des roches plus "compétent", comme les gneiss fins ou d'origine tufo-arkosique, restent la règle. Toutes ces structures, conformes au schéma établi plus haut, comme les grands accidents chevauchants et leurs diverticules écaillés extrêmes, révèlent une disposition actuelle déversée en gros vers le Nord. Mais, au fur et à mesure qu'on se dirige vers les extrémités de l'unité, l'aspect en terminaison périclinale se complique car vers la plaine les structures passent doucement à un déversement en direction du Nord-Ouest, alors que vers les zones occidentales c'est un chevauchement vers le Nord-Est, puis franchement en direction de l'Est qui apparaît.

b) L'unité du Val Pô - Varaita.

Sous l'unité du Mont Birrone - Testà di Cervetto, celle du Val Pô - Varaita intervient en un décalque concentrique flagrant de l'unité externe, au moins dans ses parties méridionales. L'accident de la Varaita, qui sépare ainsi ces ensembles, disparaît au Nord de la Testa di Cervetto, sans qu'il soit possible d'assurer qu'il vient rejoindre le contact basal des Schistes lustrés, mais de telle sorte que ces derniers reposent directement sur l'unité du Val Pô - Varaita au niveau de Crissolo. Plus au Nord, le chevauchement des Schistes lustrés se complique de nombreux accidents mineurs, dilacérant les différents ensembles dans les écaillés multiples du Frioland qui viennent ainsi, à leur tour, couronner l'unité.

Quant à la base de l'unité, elle est constituée par le contact anormal du Pô. Jaloné comme d'autres par les coussinets de l'ensemble des calcschistes, l'accident émerge de la plaine avec les basses collines du Val Bronda, où il est relayé par de nombreux diverticules qui apparaissent comme des homologues des accidents de Rossana dans l'unité sus-jacente. L'accident du Pô se poursuit dans les châtaigneraies qui bordent la rive droite du Pô jusqu'à Calcinere. Là, il disparaît en rive gauche, dans les bas contreforts de la Punta Selassa. Plus au Nord, il est en effet impossible de le retrouver dans les divers faciès de l'ensemble des gneiss glanduleux où des bancs d'amphibolites intimement associés aux micaschistes ne peuvent en constituer un jalonnement normal. Aussi, l'unité du Val Pô - Varaita s'étend-elle dans cette région jusqu'à la plaine avant d'enserrer dans sa masse, à la hauteur de Bagnolo, l'unité du Val Luserna. Cette dernière borne, avec ses replis et le cisaillement qui en limite les parties hautes, l'extension vers le Nord des ensembles rocheux des masses du Val Pô, non sans laisser la place, en bordure de la plaine, à un mince pédoncule qui relie les unités méridionales aux ensembles du Val Pellice.

Ainsi circonscrite, l'unité du Val Pô - Varaita forme deux parties dissymétriques, réunies par l'étranglement du Colle Gilba. Bien que toutes deux constituées par des roches de l'ensemble des gneiss glanduleux, ces deux masses se distinguent par leur organisation.

Dans la portion nord, la foliation acquise, et comme à l'habitude liée à l'existence de fins replis intrafoliaux aussi bien dans les gneiss que dans les micaschistes, est disposée de façon régulière et monotone, simulant une série monoclinale, pentée vers l'Ouest. Aucun repère n'est suffisant pour y déceler une quelconque organisation différente, sauf dans les grands replis de ses contacts avec les gneiss de Luserna. Les petits plis intrafoliaux des micaschistes à nodules ou des linéaments quartzeux des gneiss toujours fréquents, n'apparaissent que comme un réarrangement intime des matériaux.

Cette uniformisation par la foliation se retrouve dans la partie méridionale de l'unité, mais, là, ce plan est ployé en un nouveau dôme qui s'emboîte sous celui que dessine l'unité supérieure du Monte Birrone - Testa di Cervetto. Cette homologie, déjà notée à propos des accidents qui hachent l'extrémité orientale de l'unité, s'arrête d'ailleurs là. Des complications internes apparaissent. Il existe, en effet, une hétérogénéité lithologique considérable, qui contraste avec la simplicité de la masse septentrionale. Parmi les gneiss ocellés, les gneiss fins et les micaschistes, partout communs dans l'ensemble des gneiss glanduleux, apparaît ici un gneiss granitoïde : le granite de Brossasco.

La longue bande constituée par le granite est, on l'a vu, constamment associée à une roche énigmatique, à muscovite et gros grenat-pyrope, qui simule un conglomérat. La constance de cette association a permis de voir là un niveau repère. Celui-ci est présent sur le flanc Varaita, comme sur le flanc Pô, de l'unité, dont les formations, dans ces régions, sont toujours dotées d'un pendage vers le Sud-Ouest. En outre, le faciès à grenat est toujours situé géométriquement par dessus le granite dans le Val Varaita, alors que dans le Val Pô, il est, au contraire, au-dessous. Sans connaître la polarité réelle de cette association, on peut seulement déduire de cette disposition l'existence vraisemblable d'un vaste pli (synclinal ou anticlinal ?) déversé, voire couché vers le Nord Est. D'autres arguments mésostructuraux (rotation des phénocristaux de feldspaths potassiques, regards des plis minuscules des micaschistes environnants...) permettent de penser qu'il s'agit là d'une forme anticlinale. Ainsi, peut-on voir dans la partie sud de l'unité du Val Pô - Varaita toute une série d'indices qui impliquent un déversement apparent des structures vers le Nord ou le Nord Ouest au Sud, vers le Nord Est ou l'Est lorsqu'on se dirige vers ses parties nord occidentales.

Ce dernier aspect des chevauchements vers l'Est commence à être accusé par les structures dès la vallée de la Varaita, où, au surplus, la partie supérieure de l'unité est tronquée par un chevauchement mineur très plat : celui de la Gilba. Isolant vers le haut la sous-unité de la Gilba-Ricordone, cet accident ne se prolonge pas au Nord du Pô et participe à la complication des masses méridionales de l'unité du Val Pô-Varaita. Mais, pas plus qu'il n'était possible de poursuivre au Nord de Calcinere l'accident du Pô, ou, au delà de la Testa di Cervetto, le chevauchement de la Varaita, le contact anormal de la Gilba ne peut plus se suivre au Nord des villages de San Lorenzo. De cette façon les masses micaschisteuses de la région d'Ostana, en Val Pô, passent sans solution de continuité à celles de la montagne du Ricordone.

Ainsi, comme l'unité du Val Pô-Varaita, indivise au Nord du Pô, se dédouble vers le Sud en se chevauchant elle-même, au niveau de la Gilba la même disposition se renouvelle, qui subdivisant encore une fois les masses unitaires du Nord les fait se chevaucher au Sud.

Cette organisation doit d'ailleurs se comparer à celle qui affecte l'unité sus-jacente du Monte Birrone-Testa di Cervetto : à la latitude de la Croce Turnour, un apparent contact normal ne permet pas de situer de discontinuité autre que lithologique avec l'unité du Val Pô-Varaita, mais, vers le Sud, le contact devient anormal, jalonné par des calcschistes et chevauchant.

Cette architecture particulière des deux grandes unités méridionales du Massif Dora Maira paraît souligner au mieux un mécanisme de chevauchement en direction du Nord Est ou même du Nord. En effet, chacune des unités est rattachée à une sorte de souche commune située à l'extrémité nord-ouest de l'assemblage, et chacune, vers le Sud, chevauche sa voisine à la manière dont se ferment les éléments d'un diaphragme-iris. En raison de la place du pivot fixe, cette "fermeture" apparente ne peut se produire que dans un sens lévogyre, c'est-à-dire que le mouvement relatif des éléments successivement supérieurs les uns aux autres, va paraître se développer en direction du Nord Est et du Nord. Un tel mécanisme ne peut sans doute se produire qu'au prix d'un bombement en direction du Sud, concomitant ou peut être légèrement postérieur.

Ces images, qui veulent pour l'instant n'être qu'un reflet schématisé de l'architecture de l'extrémité méridionale du Massif Dora Maira, devront être gardées en mémoire lorsqu'on abordera l'interprétation générale de l'évolution des différentes structures présentées par le massif.

2 - Les unités centrales.

Il va être question ici des unités tectoniques qui occupent la portion centrale du Massif Dora Maira, et comprises, en gros, entre les montagnes bordant la rive droite du bas Pellice et le Chisone inférieur. Mais nous avons pu voir qu'une certaine continuité existait au Nord de l'unité du Val Pô-Varaita avec les ensembles du Pellice, par ailleurs la partie nord de cette unité dite méridionale, pourrait être, à cause de ses relations avec

la cuesta du Bracco ou avec l'unité du Val Luserna, associée à ce groupement central. Cette délimitation géographique est donc assez arbitraire puisque l'étude des unités centrales devra faire intervenir la structure de l'unité du Val Pô-Varaita. Au contraire, vers le Nord, les unités centrales se terminent à peu près avec la "zone d'oscillation des plis" définie sur le parallèle de Pinerolo. La délimitation correspond donc là à un trait architectural remarquable.

a) L'unité du Pellice-Val d'Angrogna.

Reliée à l'unité du Val Pô-Varaita par un pédoncule oriental qui enserre la petite unité du Val Luserna que l'on étudiera plus loin, l'unité du Pellice-Val d'Angrogna disparaît au Sud sous les chevauchements de l'unité de Luserna et à l'Ouest sous les écaillés du Frioland-Cornour. Les contacts anormaux de la base de celles-ci émettent d'ailleurs souvent des diverticules vers l'Est, qui dilacèrent les parties supérieures des masses du Vandalino ou des hautes régions du Val d'Angrogna. Vers le Nord, l'interférence de ces accidents avec les structures de la zone d'oscillation de la région de San Germano et du bas Chisone, provoque des limites assez confuses où plusieurs accidents parfaitement transversaux se relaient. A l'Ouest enfin, l'unité se perd doucement sous les alluvions de la plaine padane.

A l'inverse des unités méridionales, les grandes limites du présent édifice ne sont pas toujours jalonnées par des coussinets de l'ensemble des calcschistes soulignant des contacts anormaux. Ceux-ci se retrouvent pourtant le long des écaillés occidentales ou sur certaines parties du pourtour de l'unité du Val Luserna. Mais, en bien des points, que l'unité du Pellice-Val d'Angrogna soit en position normale ou renversée, il n'est pas possible de mettre en évidence un accident quelconque. Ailleurs le contact peut être assimilé à une simple faille. Ce dernier cas est illustré par l'exemple des anticlinaux éjectifs fendus de la "zone d'oscillation des plis", dont le mécanisme de formation ne peut, de toute évidence, entraîner l'existence de lambeaux en position anormale.

Les différents faciès constituant cette unité architecturale appartiennent, pour la plus grande part, aux gneiss glanduleux. Mais, dans la masse du Vandalino, ou au Nord d'Angrogna, les intrications de faciès sont extrêmes et il est souvent difficile de déterminer de façon sûre l'appartenance d'une roche à un quelconque ensemble. En effet, toutes les roches sont homogénéisées par les recrystallisations et la foliation régionale concomitante dont nous avons pu maintes fois juger l'orientation par les déformations. Ajoutons que les nombreuses complications tectoniques empêchent souvent d'établir des liens de continuité. Alors pour avoir une idée de l'organisation des différents éléments de l'unité, on est souvent contraint à fonder ses déductions uniquement sur un faciès, charbonneux ou non par exemple, ou sur la présence d'un minéral en particulière abondance. Et cela est spécialement vrai dans la partie orientale où la végétation et l'altération habituelles aux terres basses proches de la plaine rendent souvent aléatoire tout essai de distinction des grands ensembles rocheux.

Reste valable cependant le schéma de grands plis déversés vers le Nord, dessinés par les quelques niveaux qui permettent de se repérer au sein de ces ensembles. La disposition des faciès de gneiss glanduleux ou graphitiques autorise en effet à penser que, à grande échelle, l'unité se redouble en vastes structures couchées, où les contacts entre ensembles peuvent être normaux mais aussi compliqués de petites failles. Il est d'ailleurs caractéristique que celles-ci soient des surfaces gauches. Presque systématiquement, de vertical, ou presque, à l'Ouest, (et en ce cas, de direction parfaitement transversale) le plan de tels accidents s'incurve, en allant vers l'Est, jusqu'à passer à l'horizontalité ou du moins à un pendage vers le Sud suffisant, pour qu'il puisse définir un chevauchement.

Au niveau de la zone d'oscillation du bas Chisone - Vallon de San Germano, les plis, chevauchants ou déversés en direction du Nord à l'Est, droits plus à l'Ouest, s'organisent tous suivant un thème analogue. On passe ainsi au style éjectif des anticlinaux de l'ensemble graphitique dans la basse Germanasca. Au Sud du Pellice, les relations entre l'unité du Pellice - Val d'Angrogna et celle du Val Luserna répètent les mêmes aspects structuraux. Les vastes replis couchés où s'intriquent les gneiss de Luserna et les faciès œillés ou non de l'unité du Val Pô, se terminent vers le Nord par des contacts subverticaux qui paraissent correspondre aux plans gauchis des accidents du Nord.

Ainsi l'homogénéité de l'architecture rencontrée dans les unités tectoniques méridionales trouve-t-elle ici des correspondances. Les structures y sont parfaitement transversales et, nonobstant l'intervention d'écailles qui perturbent leurs prolongements occidentaux dans les hautes vallées, montrent toujours un arrangement très déversé vers le Nord dans les parties bordières orientales du massif, beaucoup plus vertical dans son cœur. Cela peut signifier qu'à ce niveau les structures sont plus couchées dans les parties basses de l'édifice que dans ses zones hautes. Les axes de plissement plongent en effet régulièrement vers l'Ouest et permettent ainsi d'atteindre les zones les plus profondes dans les régions les plus proches de la plaine du Pô. Mais il est également possible de voir dans cette disposition une conséquence de la mise en place des unités méridionales : en pivotant autour de leur "souche" commune de la pointe nord-ouest de leurs croissants, elles se ferment vers le Nord Est en éléments de plus en plus chevauchants.

b) Les unités du Val Luserna et du Monte Bracco.

Ces deux ensembles architecturaux tirent de leur lithologie l'essentiel de leurs analogies directes. Dans l'un comme dans l'autre ce sont les faciès volcano-détritiques (surtout porphyroïdes arkosiques), de l'ensemble de Dronero qui, accumulés en vastes replis couchés, constituent la presque totalité des affleurements.

L'unité du Val Luserna est séparée des unités du Pellice et du Val Pô où elle est enchâssée, par des jalonnements de l'ensemble des calcschistes qui l'enveloppent sur une bonne partie de ses contours. Sa disposition, on l'a vu, est entièrement commandée par les replis et accidents gauches examinés plus haut. Soulignons donc simplement ici la correspondance existant entre la disposition extérieure de l'unité et son organisation interne. Les plis couchés de diverses tailles y sont la règle et se calquent, avec des lambeaux inclus, mais exotiques de l'ensemble des calcschistes ou de celui des gneiss glanduleux, sur les structures en vastes synclinaux ouverts vers le Nord que dessinent les contacts de l'unité avec son encaissant.

La montagne du Bracco a une position quelque peu isolée, aussi bien vis-à-vis de l'unité de Luserna, avec laquelle il n'y a aucun rapport architectural direct, qu'avec les autres unités tectoniques. Accolé au Massif Dora Maira auquel il se relie par le seul "isthme" de Barge, le Monte Bracco est difficile à rattacher à une quelconque des unités qui constituent l'édifice. En effet, surgissant de la plaine en une imposante falaise très abrupte, la montagne a également un versant très raide sur sa face occidentale. En vérité on peut la considérer comme une sorte de butte témoin, conservée grâce à la faille méridienne de Barge qui, entre cette bourgade et Paesana, a également permis à un mince lambeau de l'ensemble graphitique de subsister.

Ainsi limitée par ses failles (il est vraisemblable que la face padane de la falaise du Bracco correspond aussi à la trace d'un accident méridien subvertical) et par les grandes trouées d'érosion du Pô, au Sud, et du Ghiandone, au Nord, cette cuesta a une position insolite, mais néanmoins significative. Elle constitue tout d'abord la seule région entre Saluzzo et Piosasco, où, sur la face orientale du Massif Dora Maira, on puisse objectivement envisager l'existence d'un grand accident bordier. Cette cuesta est enfin le seul point du massif où le contact avec la plaine ne se fait pas par l'intermédiaire de collines, progressivement plus basses, s'ennoyant sous les alluvions. Cela est peut être dû à l'existence probable, en cette zone justement, de la faille invoquée ci-dessus. Il faut remarquer alors que, tout au long de la bordure padane du massif, la région du Bracco est la seule que l'on connaisse où les faciès de l'ensemble de Dronero affleurent et provoquent la morphologie en cuesta éminemment originale en ces lieux.

Il est permis d'envisager que la disposition des différents ensembles, tant lithologiques qu'architecturaux, est essentiellement transversale à l'allongement du massif. Cela admis, la continuité de l'unité du Bracco doit se chercher vers l'Ouest, ou, plus exactement, dans la direction des axes des structures qui, ici, sont effectivement orientées grossièrement Est-Ouest. Il en découle l'idée de paralléliser l'unité du Val Luserna avec la cuesta du Bracco qui paraît en constituer un compartiment oriental effondré. On s'expliquera mieux alors les mésostructures notées sur le flanc méridional de cette montagne, où de nombreux plis intrafoliaux paraissent indiquer une fermeture synclinale de grande taille qu'aucune observation directe pourtant, n'a pu déceler. L'hypothèse logique qui vient

alors à l'esprit est que le flanc sud du Monte Bracco correspond au synclinal le plus méridional de l'unité du Val Luserna qui se ferme dans la haute vallée du Ghiandone.

Cette façon de relier les deux seules masses gneissiques importantes de l'ensemble de Dronero existant dans la partie centrale du Massif Dora Maira permet également de mieux comprendre pourquoi le chevauchement du bas Val Pô, dont la surface subhorizontale jalonne à basse altitude la rive droite du fleuve, n'a pas de correspondance dans les falaises, pourtant imposantes, de sa rive gauche. Dans un cadre plus général enfin, cette thèse contribue à souligner l'architecture en grands chevauchements et plis congénères transversaux et déversés vers le Nord, de toute une moitié du Massif Dora Maira. Nous allons voir que les régions septentrionales offrent des constructions équivalentes, où, toutefois, les chevauchements sont inversés.

3 - Les unités septentrionales.

Elles constituent tous les massifs montagneux situés au Nord du parallèle de Pinerolo, où échoue l'unité du Pellice-Val d'Angrogna. Tous les ensembles définis plus haut participent à cet édifice, systématiquement déversé ici vers le Sud, mais ce sont surtout les roches appartenant aux ensembles graphitiques et des gneiss glanduleux qui en occupent la partie la plus importante.

a) L'unité du Chisone - Monte Freidour.

Limitée au Sud par les accidents frontaux de l'unité du Pellice-Val d'Angrogna, dont on a noté la disposition en faisceaux transverses multiples, cet ensemble architectural l'est, vers l'Ouest, par les chevauchements basaux des écaillés occidentales, ici de la Punta Muret et de Villaretto. Un peu échancrée au Nord-Ouest par la masse de roches vertes du Rocciavre, l'unité du Chisone - Monte Freidour, dessine toutefois un vaste arc de cercle, concave vers le Sud, que souligne le cours du Sangone. Sur la rive gauche de ce cours d'eau, le chevauchement du Sangone limite l'unité au Nord, avant de se perdre sous les alluvions de la plaine de Giaveno. Vers l'Est enfin, la faille de Valgioje, sur laquelle bute vraisemblablement aussi l'accident du Sangone, tranche au Nord de Cumiana la terminaison orientale du croissant que dessine là cette unité, avant que la plaine padane vienne entre Piossasco et Pinerolo noyer le pied des basses collines sous ses alluvions.

Ainsi circonscrite, l'unité du Chisone - Monte Freidour forme un édifice très homogène auquel participent surtout les gneiss ocellés de l'ensemble des gneiss glanduleux et les micaschistes charbonneux de l'ensemble graphitique. Ces faciès aux caractères très tranchés, font bien ressortir la structure intime de l'unité, qui est commandée par quatre longs môles transversaux de gneiss enserrant de fins linéaments graphitiques.

Ces môles, nous l'avons vu, ont une valeur d'anticlinaux couchés vers le Sud. Le plongement axial vers l'Ouest de ces structures, fait qu'elles se raccordent dans la région du Monte Freidour pour former une masse unique. Dans les gneiss massifs de cette région, seule la foliation régionale qui dessine la courbure du croissant décrit par l'unité, est un repère. Elle paraît, comme son homologue et symétrique des unités méridionales du massif, clore une vaste coupole qui aurait été éventrée par l'érosion sur la plus grande partie de sa retombée orientale, entre Piossasco et Saluzzo.

Cet aspect en dôme semble se vérifier sur les flancs nord du Freidour et dans la vallée du Sangone. Là, un ultime et mince niveau de micaschistes graphitiques, surmonté par des granophyres de l'ensemble de Dronero souligne cette allure en terminaison périclinale. Mais les affleurements de la vallée du Chisone, dans la zone sud de l'unité, apporte quelques corrections à ce simple schéma. Effectivement entre la basse Germanasca et la région de Pinerolo, le style en plis couchés du Nord laisse progressivement place à une organisation en anticlinaux éjectifs qui viennent finalement emboutir le front de l'unité du Pellice - Val d'Angrogna. Ainsi, le style de ces deux unités juxtaposées paraît découler directement de cet affrontement décelable dans la bande du parallèle de Pinerolo. Les plis oscillants de cette "zone de balancement" ne sont ni franchement déversés vers le Sud, comme c'est le cas plus au Nord, ni vers le Nord, comme ils le sont plus au Sud.

L'unité du Chisone - Monte Freidour a donc des affinités avec les deux types d'ensembles architecturaux que nous avons étudiés jusque-là. Elle présente les caractères des unités centrales, où les structures s'emboutissent en une sorte de reflux, et aussi des caractères appartenant aux marges méridionales, où les réguliers croissants emboutés des unités semblent schématiser une simple terminaison périclinale symétrique. Cependant, l'existence de grands plis couchés transversaux, liée probablement à la présence dans cette région privilégiée d'une masse de micaschistes graphitiques aux caractéristiques mécaniques particulières, confère à l'unité du Chisone - Monte Freidour une grande originalité. Celle-ci n'est pourtant pas telle qu'il soit impossible d'intégrer la disposition de l'unité dans l'édifice général. Au contraire, les plis transversaux particulièrement bien soulignés ici, font de cette région un terrain de choix pour la mise en évidence de ces structures qui commandent toute l'architecture du massif.

b) L'unité de la Dora.

Ultime masse gneissique aux lisières septentrionales du massif, l'unité de la Dora, axée sur le Val de Susa, paraît dans ses bords sud se calquer sur l'unité précédente qu'elle enveloppe par l'intermédiaire du contact anormal du Sangone. Mais, vers l'Est, la faille de Valgioje la recoupe et toute l'extrémité orientale du croissant amorcé est brutalement tronquée. Quant à ses limites septentrionales et occidentales, elles s'indentent en multiples digitations compliquées de cisaillements, où s'insinuent la base de la masse des Schistes lustrés. Ainsi, la terminaison périclinale du dôme Dora Maira se clôt-elle avec l'unité du Chisone - Monte Freidour ; l'unité de la Dora n'apparaît que comme une succession de replis mineurs, semblables à des plis d'enclavement, au flanc de la coupole.

C'est en effet ce que suggère l'accumulation des nombreux replis déversés vers le Sud ou le Sud Ouest depuis le Rocciavre, (qui apparaît ainsi comme l'un de ces replis, un peu plus vaste que les autres) vont jusqu'au thalweg de la Dora Ripaira et se poursuivent au Nord dans la masse de la zone des Schistes lustrés. Ces structures, où les micaschistes de l'ensemble des calcschistes apparaissent en synclinaux au sein des faciès plus détritiques de l'ensemble de Dronero, ont un plongement axial vers l'Ouest, souvent accentué par le jeu de failles ou d'accidents cisailants qui abaissent systématiquement les compartiments les plus occidentaux qu'ils délimitent.

Les ensembles gneissiques du Massif Dora Maira s'annoient donc ici vers le Nord et vers l'Ouest par l'effet conjugué de la disposition en dôme apparent de l'unité inférieure du Chisone - Monte Freidour et aussi du plongement axial vers l'Ouest très habituel de ses structures transversales. Dans ce schéma, les accidents internes de l'unité n'ont qu'un rôle négligeable. Ils semblent en fait de simples exagérations de certains replis ou des diverticules d'accidents bordiers, comme le chevauchement du Sangone ou la faille de Valgioje. Cette dernière, accident majeur, relève relativement le bord oriental de l'unité. Dans son rôle et par sa situation elle peut ainsi se comparer aux accidents multiples qui de Saluzzo à Rossana hachent les bords sud-orientaux du massif. Elle accuse donc la symétrie du massif, mais rompt, contrairement à ses homologues méridionaux, la calme terminaison périclinale, permettant de mettre en valeur le rôle des structures transversales dans l'organisation de cette région de l'édifice.

De cette façon, la région septentrionale du massif permet de s'apercevoir que si la majorité des replis qui s'annoient avec tout le massif vers le Nord-Ouest, intéresse surtout les ensembles des calcschistes et de Dronero, les faciès des gneiss glanduleux sont également affectés par ces déformations d'axe Est-Ouest. Là comme ailleurs ces traces ne sont pas dues à des épiphénomènes et impliquent les ensembles dans la totalité de leurs masses. Pourquoi alors ne pas envisager pour les structures transversales un rôle prééminent dans la tectonique régionale ? On doit, ici en particulier, pouvoir considérer que leur est redevable, en grande partie voire en totalité, la disposition du massif, son ennoyage sous la masse des Schistes lustrés et toutes ses relations avec cette couverture enveloppe apparente.

4 - Les écailles occidentales.

- Disposition.

Depuis le Val Pô et jusqu'au Rocciavre, jamais les unités envisagées jusqu'ici n'atteignent sans hiatus la grande masse des calcschistes et autres faciès de la zone des Schistes lustrés. Le régulier plongement de leurs structures en direction de l'Ouest pouvait cependant faire penser que, comme dans l'unité de la Dora, un ennoyage progressif et général était possible. Il n'en est cependant rien, et une progression d'Est en Ouest, à partir de l'une des unités "transversales" examinées plus haut, permettra de rencontrer sur ses lisières occidentales un certain nombre de solutions de continuité. En effet, un tel itinéraire traversera, avant d'atteindre l'enveloppe homogène des calcschistes de l'Ouest, plusieurs pincées très minces, mais souvent allongées du Nord au Sud sur plusieurs kilomètres, constituées par des alternances de calcschistes et de gneiss. Ces répétitions, - jalonnées par des niveaux dont on a déjà admis qu'ils soulignaient des contacts anormaux -, ainsi que leurs superpositions désordonnées, font penser qu'on a là tout un faisceau d'écailles imbriquées les unes dans les autres.

Il est souvent difficile de suivre dans ces zones une unité nettement individualisée. Dans le cas général, il y a relais de plusieurs chevauchements marqués par des coussinets de calcschistes, de marbres dolomitiques, de roches vertes, etc... et partant, des horizons gneissiques divers qui y sont intercalés. Ainsi, sont construites les masses du Frioland et du Val Carbonieri, relayées au Nord par les systèmes du Cornour-Gran Truc, puis par ceux de la haute Germanasca - Punta Muret et ceux de Villaretto, sous le Rocciavre. Toutes présentent un mélange de bandes et de lentilles méridiennes aux matériaux variés, où se reconnaissent parfois les faciès des différents ensembles pétrographiques. Cependant, les associations de séquences sont souvent si perturbées qu'il est délicat d'y déceler des repères sûrs et même de décider de l'appartenance des roches présentes, à l'un ou l'autre de ces ensembles.

Localement pourtant, une certaine régularité subsiste et, si le style prévalent est celui en lames monoclinales délimitées par des accidents pentés vers l'Ouest, il existe aussi quelques replis souples. Ceux-ci n'ont jamais de réelle continuité, mais, toujours dissymétriques, ils indiquent un déversement en direction de l'Est. A cet égard, les coupes que l'on peut faire sur le flanc sud du Frioland sont particulièrement significatives. Ainsi est-on conduit à l'hypothèse que les écailles occidentales chevauchent le Massif Dora Maira proprement dit, comme l'indiquent la pente de tous leurs constituants et les mouvements relatifs relevés le long des failles visibles, (voir p. 231) - ou, ce qui revient au même, que le massif s'effondre sous elles.

Mais ces structures méridiennes n'oblitérent cependant pas tout à fait les dispositions transversales classiques. Il est toujours possible de repérer dans ces écailles de nombreuses mésostructures d'axes Est-Ouest, plus ou moins dérangées par les ultimes déformations longitudinales. Cependant, les mégastructures de cette génération transverse s'individualisent mal et, si quelques observations peuvent faire penser, dans les falaises orientales du Cornour par exemple, qu'il existe là de grands plis couchés analogues à ceux qui ont été mis en évidence plus à l'Est, aucune preuve objective n'est venue confirmer cette impression.

A partir du Rocciavre cependant, une continuité peut être établie entre les écailles occidentales et les unités où les structures transversales ont le pas sur les déformations d'axe méridien.

Dans la région de Forno-Coazze, en dépit de forts laminages locaux, on passe en effet, des zones écaillées compliquées, à l'unité de la Dora. En fait tout semble indiquer que dès l'écaille de Villaretto, malgré le jalonnement subméridien plus externe de Fenestrelle, les chevauchements des écaillages occidentaux se relient doucement aux accidents-limites des grandes unités internes transverses. Ce passage, qui va de pair avec une diminution de la densité des contacts anormaux, semble d'ailleurs se retrouver au Sud du Pô, où on a déjà noté le relais apparent de l'accident de la Varaita par le "chevauchement" basal de la zone des Schistes lustrés. Le changement d'influences ne se fait d'ailleurs pas sans hiatus, mais dans la région de Sampeyre, les copeaux du Monte Rastcias, par exemple, soulignent la filiation entre les deux types de régime d'accidents.

Si l'on fait abstraction de ces zones relais, la face occidentale du Massif Dora Maira présente l'image de multiples lames glissant les unes sur les autres, à la manière d'un jeu de cartes. Il en résulte une hétérogénéité des affleurements, particulièrement remarquable, qui est cependant atténuée par l'identité du style tectonique de ce faisceau complexe d'écaillés.

Quelques faciès pétrographiques spéciaux, caractérisent pourtant les ensembles affectés par ces chevauchements réitérés. En effet, c'est dans ces zones que se rencontrent tous les petits gisements de talc du massif. C'est également sur les bordures occidentales de ces écaillés qu'on peut mettre en évidence la discordance des gneiss à "faciès Clapier" de l'ensemble de Dronero, sur les niveaux composites de l'ensemble des gneiss glanduleux.

Ce dernier caractère est important à plus d'un titre, car, s'il a permis d'établir une repère quant à l'âge relatif des ensembles gneissiques, il autorise aussi d'autres généralisations. En effet, ce faciès forme un niveau très particulier, qu'on suit dans la plupart de ces unités dilacérées. Cependant, dans l'écaillé qui est immédiatement à la base de la zone des Schistes lustrés, le "gneiss Clapier" occupe une place privilégiée : il se situe toujours en une bande plus ou moins épaisse, souvent replissée sur elle-même, au sommet de l'édifice des ensembles gneissiques, tout contre les faciès de base des calcschistes.

Cette disposition se retrouve sur presque toute la bordure occidentale du massif et constitue en somme, sa frange ultime avant les roches mésozoïques. C'est pourquoi on y a vu un argument pour faire de ce faciès un niveau stratigraphique remarquable, localement transgressif sur les ensembles sous-jacents, et subdivisé ou non en écaillés. Par là même, le "gneiss Clapier" permet de souligner la continuité des écaillés occidentales en direction des unités internes, car cet horizon détritique est constamment présent à la base des roches vertes de l'ensemble des calcschistes qui forment les montagnes du Rocciavre. A l'extrémité nord-est de ces reliefs, de mince, le niveau repère devient progressivement très puissant et presque toute la masse de l'unité de la Dora est constituée par les porphyroïques arkosiques.

Cette expansion sans hiatus des "gneiss Clapier", dans un domaine où seules les structures transversales sont la règle, à partir d'une zone d'écaillages méridiens intenses, semble être un indice de la continuité des structures méridiennes et transversales. Cela vient étayer l'opinion déjà émise, que les déformations d'axe Est-Ouest et celles d'axes Nord-Sud sont des effets d'une évolution continue d'un même phénomène initial. Plusieurs faits, de signification en apparence contradictoire, paraissent confirmer cette hypothèse.

- Problèmes posés.

Nous avons pu constater que les mésostructures longitudinales recoupent toujours les éléments transversaux, montrant que ceux-ci sont antérieurs à celles-là. La disposition des écaillés méridiennes, qui chevauchent indistinctement les unités plus internes où les organisations structurales sont essentiellement transversales, confirment cette relation.

Par ailleurs, les "gneiss Clapier" constituent, dans la plupart des cas, le seul et ultime jalon des ensembles gneissiques à la base de la zone des Schistes lustrés. Cela peut signifier que l'éventuel chevauchement de cette zone, déjà discuté, n'est pas d'une très grande importance, au moins au long du Massif Dora Maira. Comme les mêmes faciès de calcschistes et de gneiss sont impliqués ailleurs dans des plis transversaux plongeant doucement vers l'Ouest, on peut penser que les déformations qui régissent la disposition des ensembles gneissiques et de la zone des Schistes lustrés, prennent deux aspects qui, de toutes façons, se traduisent par l'ennoyage progressif des structures obtenues en direction de l'Ouest.

La disparition du massif gneissique vers l'Ouest sous les zones mésozoïques se ferait ainsi suivant deux modes complémentaires, le second étant peut-être une conséquence du premier : un simple plongement axial des structures transverses et un cisaillement perpendiculaire exagérant les premiers effets.

Cet indice de la continuité d'évolution des diverses organisations structurales du massif peut d'ailleurs conserver sa valeur si l'on pense que la zone des Schistes lustrés est séparée du massif cristallin interne par un vaste chevauchement. Mais il faut d'abord envisager que les mêmes lois qui gouvernent la disposition des éléments du massif sont valables pour les Schistes lustrés. Il faut, en particulier, y admettre la prééminence des structures transversales, et reconnaître l'antagonisme de leurs déversements ainsi que la liaison intime entre masses gneissiques et calcschisteuses au cours de ces déformations liées au métamorphisme. L'éventuel charriage devrait alors se produire par une translation en masse de la superstructure, déjà marquée par ces événements.

Quant aux niveaux talqueux, on a pu constater qu'ils n'existaient avec quelque ampleur que lorsque trois facteurs se trouvaient réunis : les amas de talc se rencontrent là où des gneiss d'origine volcano-détritique de l'ensemble de Dronero (gneiss de type Clapier ou de Luserna et leurs faciès micaschisteux) se trouvent associés, dans des zones d'intense laminage, à des marbres dolomitiques. Soit que la présence du talc et des marbres entraînent l'apparition de chevauchements, soit que ceux-ci mettent en contact des calcaires magnésiens et des faciès volcano-détritiques, ces conditions se trouvent rassemblées dans la zone des écaillés. C'est là en effet que, presque tout au long, se trouvent les gisements de talc. On peut ainsi se demander si leur continuité n'est pas due à ce que ce matériel éminemment plastique et "lubrifiant", injecte les zones de contact anormal qui se situent dans ce contexte.

Ainsi les écaillés occidentales du Massif Dora Maira, extrêmement dilacérées en lames complexes où interviennent presque en désordre tous les ensembles du massif, ont-elles cependant des caractéristiques qui permettent de les regrouper en une famille relativement unifiée. Leur style tectonique propre est nettement individualisé, et a certainement été élaboré postérieurement à celui qui est offert par les grandes unités internes. Cependant un certain nombre d'éléments pétrographiques et structuraux tout en permettant d'accuser la particularité des zones écaillées, indique aussi qu'il y a selon toute vraisemblance, une évolution continue des événements qui ont conduit de l'édification des grandes unités transversales internes à celle des écaillés bordières occidentales. Une telle conception permet de comprendre pourquoi le domaine propre des écaillages se réduit à un volume assez faible du massif, entièrement situé sur sa face occidentale entre Pô et Chisone. Au Sud et au Nord de ces limites, la bordure ouest du massif est en effet à considérer alors comme un simple ennoyage axial progressif des structures transversales qui, rappelons-le, s'organisent selon tout un éventail directionnel allant de N 60° E à N 120° E. Les masses du Rocciavre apparaissant ainsi également comme un vaste pli transversal, ce qui explique la disposition subhorizontale de ses contacts avec les gneiss, insolite dans le cadre des écaillés fortement pentées vers l'Ouest.

D - Conclusion à l'analyse des mégastructures.

Les mégastructures essentielles du massif, qui lui donnent finalement son originalité morphologique et structurale, sont les grands accidents chevauchants. Ceux-ci sont délicats à mettre en évidence, mais des critères tels que l'âge relatif des ensembles en présence ou les propriétés mécaniques des roches les composant peuvent être utilisés avec profit. Néanmoins ces moyens trouvent souvent très vite leurs limites.

Il est possible, par exemple, en utilisant des repères pétrographiques, de distinguer entre ensembles gneissiques et ensembles calcschisteux, et de donner à ces regroupements lithologiques une valeur d'unités tectoniques. Mais le chevauchement présumé des masses calcschisteuses, élevées au rang de "Zone des Schistes lustrés", sur les ensembles gneissiques groupés en un "Massif cristallin interne", est-il d'une ampleur exceptionnelle ou, au contraire, parfaitement subjectif ? Les rapports exacts entre ces deux unités majeures des Alpes Cottiennes ne peuvent être décelés avec toute la précision souhaitable par les seuls moyens mis en œuvre ici. C'est pourquoi on se contentera simplement d'affirmer qu'un chevauchement majeur est vraisemblable entre ces deux unités, mais non prouvé, du moins au niveau du Massif Dora Maira. Quoi qu'il en soit d'ailleurs, bien des arguments permettent d'assurer que l'anatomie de ces deux vastes unités superposées, est commandée par les mêmes éléments structuraux dont l'évolution assez continue dans le temps a pu provoquer l'apparition de formes aux situations et aspects variés.

Le premier type de ces formes peut être considéré comme prééminent en même temps qu'initial. Il s'agit des grandes structures transversales. Celles-ci constituent l'ossature de base de l'édifice : en plis couchés, ou déversés, ou bien en grandes lames chevauchantes, tous ces éléments sont sensiblement axés suivant une direction Est-Ouest. Ils dessinent le massif et lui donnent son allure en dôme éventré sur sa face padane. Mais cet aspect, dérivé de l'évolution concomitante des cristallogénèses et des déformations qui permet à la foliation régionale de s'individualiser en se calquant sur les formes des diverses structures empilées, n'est qu'un faux-semblant. En effet, plis couchés et unités chevauchantes sont déversés suivant deux directions : vers le Sud dans le Nord du massif, en sens inverse, dans les régions méridionales.

Il en résulte une zone d'affrontement, où les structures oscillant entre deux régimes, s'érigent en anticlinaux éjectifs, souvent cassés. Cet antagonisme permet ainsi de définir les deux domaines symétriques ou presque qui paraissent constituer deux terminaisons périclinales opposées et simulent la grande coupole elliptique. En réalité il s'agit simplement d'unités affectant la forme de croissants imbriqués dont la disposition est peut-être due à un mécanisme de formation comparable au fonctionnement d'un diaphragme-iris qui se ferme. De toutes façons, tronquées du côté de la plaine par des failles subméridiennes, ces structures s'ennoient progressivement vers l'Ouest sous la zone des Schistes lustrés. Cet ennoyage est également lié à une évolution un peu plus tardive des déformations qui sans à-coups permet la naissance de cisaillements d'abord faiblement obliques aux éléments préexistants puis perpendiculaires. Il en résulte dans la partie médiane de la face occidentale du massif, entre Chisone et Pô, une zone d'intenses écaillages où des lames des divers ensembles se chevauchant les unes les autres, se renversent aussi sur le massif.

Ainsi peut-on schématiquement distinguer les deux grands traits anatomiques du massif, soulignés par des mégasstructures qui ne démentent pas les aspects et dispositions des structures plus petites.

La zone orientale, qui englobe la plus grande partie de l'ellipse dessinée par le Massif Dora Maira, où les structures transversales antagonistes paraissent constituer une pseudo-coupole.

La zone bordière occidentale, d'extension plus réduite, où les écailles et accidents longitudinaux participent en l'exagérant, à l'ennoyage des ensembles gneissiques sous la masse des calcschistes.

Mais cette dualité ne doit pas cacher l'intime liaison génétique de ces deux domaines tectoniques. Aussi peut-on considérer le massif et une bonne partie de ses abords comme un tout où les déformations accumulent unités rigides et plis plus souples, chevauchants et transversaux. Subsidiairement, l'aspect particulier des lisières occidentales permet de penser que pendant et surtout à la suite de ce stade initial essentiel l'évolution architecturale de l'édifice, d'autres mouvements ont lieu. Ceux-ci prolongent les premiers et se produisent avec la fin, (ou peut-être même la provoquent), des influences métamorphiques, dont les cristallogénèses ont, lors des événements initiaux, scellé et uniformisé structures et composants lithologiques. Ils peuvent être conçus comme un effet de bascule qui entraîne un ennoyage vers l'Ouest, varié dans ses résultats (ennoyage axial simple des structures transversales ou cisaillement de celles-ci par des écailles superposées) et un relèvement corrélatif vers l'Est, rapidement tronqué par un nouvel effondrement : celui de la plaine du Pô.

IV - CONCLUSIONS.

Dans le cadre propre du Massif Dora Maira, et en s'interdisant, pour l'instant, d'envisager les différents processus de la tectogenèse des Alpes occidentales, il faut tenter de relier entre elles les observations structurales accumulées. Situés ainsi, en une chronologie relative, les événements suggérés par la disposition des éléments architecturaux de toutes tailles, permettront d'élaborer un historique des phénomènes qui ont apparemment présidé à la construction de cet édifice complexe. Ultérieurement, la somme des arguments qu'aura fournis le massif lui-même fera apparaître sa propre place dans la chaîne - place qui a son rôle à jouer dans l'orogénèse alpine.

Les grandes coupures qui, dans les ensembles pétrographiques objectivement définis, délimitent les unités architecturales principales, ont pu être tracées grâce à l'application de quelques règles qui trouvent évidemment leur justification dans les résultats mêmes qu'elles ont permis. L'individualité des grandes unités n'en est cependant pas toujours très frappante car les diverses transformations subies ont tout homogénéisé. Au sein de chacune, se développent des structures compliquées d'où l'analyse fait ressortir deux grandes directions structurales : l'une longitudinale, récente et subordonnée à l'autre qui est transversale, liée à la cristallogenèse principale et plus ancienne.

Malgré tout, ces fils conducteurs ne sont pas toujours suffisants pour caractériser certaines zones. Par exemple il est bien difficile de rattacher à une unité quelconque la montinsule de la Rocca de Cavour où cependant existent dans les micaschistes à graphite de beaux alignements transversaux de biotite apparemment liés à une granitisation (cf. étude pétrographique). Mais une telle butte-témoin isolée au milieu de la plaine, si elle constitue un jalon important, ne peut être l'objet que d'assimilations conjecturales aboutissant à des théories finalement assez gratuites.

Malgré l'existence de tels points d'interrogation, il reste quelques éléments sûrs qui serviront de fondement à une interprétation.

A - Evolution syncinématique des cristallogenèses.

A partir de roches de différentes origines, des déformations, associées à un climat métamorphique convenable, ont élaboré en deux temps principaux les structures qui régissent la disposition des ensembles pétrographiques. Deux cas sont à considérer : celui des structures transversales sensiblement Est-Ouest et celui des structures longitudinales, à peu près Nord-Sud.

1 - Les structures transversales.

Les différents composants lithologiques ont été amenés tout d'abord dans des conditions qui permettent les cristallisations ou au moins un début de réarrangement minéral. Ainsi apparaissent un certain nombre de néo-minéraux où les phyllites et le quartz sont les mieux individualisés. Celui-ci s'exprime en lentilles d'exsudation, et les paillettes de celles-là s'organisent suivant des plans où elles peuvent également s'aligner selon des lignes plus ou moins frustes. Ces éléments sont guidés dans leur mise en place par des feuillets de discontinuité existants. En général, des litages stratigraphiques ou des plans qui peuvent leur être assimilés, jouent alors ce rôle inducteur. Mais très vite l'évolution se complique avec la naissance de déformations, dont on peut se demander si elles sont le résultat ou au contraire le phénomène d'impulsion initiale des cristallogenèses précoces. Quoi qu'il en soit, avec

les mouvements vont naître des torsions de tous les objets préexistants : le litage stratigraphique est plissé et les minéraux qu'il a guidés aussi. Ainsi débute la formation des rouleaux (rods) de quartz et celle de plis qui vont progressivement s'aplatir sur eux-mêmes en un style isoclinal couché généralisé. Les premières phyllitisations en sont tordues, les premières linéations tendent à être déplacées et les mesures effectuées montrent qu'elles se disposent suivant un cône (voir figures 44, 46 et 53).

Mais tout ceci ne va pas sans provoquer la formation de nouveaux éléments selon lesquels s'organisent alors préférentiellement les minéraux qui en même temps se créent. Les plis directeurs sont orientés suivant toutes les directions d'un éventail allant N 120° E à N 60° E qui vont devenir les azimuts des linéations régionales.

Leur accumulation en plis couchés en direction du Sud dans les unités du Nord du massif, ou au contraire en direction du Nord au delà du parallèle de Pinerolo, fait naître une schistosité de plan axial qui devient le nouvel inducteur des cristallisations. Ainsi naît la foliation régionale. De par la disposition de déversement des plis auxquels elle est ainsi intimement liée, elle tend à dessiner une vaste voûte d'axe sensiblement Est-Ouest, eu égard aux interférences des directions principales du plissement N 60° E et N 120° E. Cependant la clé de voûte de cette grande voussure, située à peu près selon le parallèle de Pinerolo, est le siège d'un affrontement des plis antagonistes. C'est dans cette zone que s'élabore une série d'anticlinaux étroits, de style éjectif, à plan axial à peu près vertical guidant toujours la foliation naissante, mais détruisant sa belle continuité de dôme transversal.

Nombreux sont les plis formés lors de ce stade et qui impliquent tous les ensembles : celui des calcschistes en particulier, dont on connaît l'âge récent relativement aux gneiss, prend alors une valeur importante dans la reconnaissance des unités chevauchantes et de leurs contacts anormaux. Evidemment la naissance de la foliation dans les roches de cet ensemble des calcschistes obéit aux mêmes règles qu'ailleurs. Ainsi, aussi bien dans la grande masse des Schistes lustrés que dans les pincées jalonnant les chevauchements principaux, on retrouvera les mêmes replis intrafoliaux que dans les ensembles gneissiques, dont le plan axial est devenu une foliation privilégiée. Cette généralité du phénomène et l'allure plane à peine gauchie, en tout cas jamais replissée sur elle-même, qu'affectent toutes les pincées de calcschistes, soulignent donc le synchronisme des plis, des chevauchements et des cristallisations. C'est à cette phase, au cours de laquelle apparaît une intime liaison entre plis petits et grands, chevauchements et cristallogenèse principale menant à la foliation, que l'on peut réserver le nom "d'épisode transversal".

A ce moment là s'individualisent les unités tectoniques principales et les lignes transversales qui commandent toute l'organisation de l'ossature interne du massif. Mais ni les déformations ni les cristallisations concomitantes ne sont achevées. En effet, avant que ne se généralise un aplatissement complet des structures, aboutissement habituel de ce type de plis isoclinaux intrafoliaux, de nouveaux mécanismes déformants vont apparaître. Ils dérivent par filiation complexe des précédents, mais n'en vont pas moins provoquer l'apparition d'objets tectoniques d'aspect tout différent.

2 - Les structures longitudinales.

Il semble bien que l'épisode transversal se poursuive par un basculement généralisé vers l'Ouest de l'édifice amorcé. Cet effet d'effondrement relatif affecte les structures déjà en place, dans toute leur masse et sur toute une zone méridienne occidentale. Il en résulte souvent un simple ennoyage axial des structures transversales ; mais parfois ce plongement se complique de cassures. Ces dernières peuvent débiter par quelques froncements plus ou moins obliques par rapport aux dispositions préexistantes. Très vite pourtant elles évoluent en de véritables failles inverses nettement perpendiculaires aux axes des plissements initiaux. Les plis plus ou moins chevauchants et toutes les formes que la cristallogenèse concomitante y avait créées, vont alors s'envoyer sous eux-mêmes par tranches successives, à la manière de cartes à jouer glissant les unes sous les autres.

Les écaillages longitudinaux qui naissent ainsi sur l'extrémité occidentale de la grande voûte élaborée par les structures transversales, se produisent d'abord dans un climat permettant les réarrangements minéraux. Ceux-ci sont cependant secondaires et n'arrivent pas à effacer totalement les orientations initiales. Un certain nombre de cristaux apparaissent, alignés selon les axes des froncements et petits plis méridiens, ou le long des flexures et écaillages chevauchant vers l'Est. Leur disposition et la façon dont ils recoupent ou déforment leurs aînés indiquent à l'évidence leur âge tardif. Mais très vite le mouvement va se poursuivre hors du domaine des recrystallisations. Ne subsistera alors que l'aspect cassant de l'effondrement de la complexe voûte transverse. Amené dans un étage tectonique supérieur le matériel sera alors plus franchement sectionné et les roches affectées pourront être écrasées. Il semble d'ailleurs que ce dernier aspect des déformations se soit poursuivi pendant un long temps et il est possible d'admettre que l'affaissement padan et l'aspect final du massif lui sont également imputables.

On est ainsi amené à se demander si toutes les déformations tardives ne sont pas en relation avec la mise des matériaux hors de l'influence des cristallisations métamorphiques. Il n'est cependant pas possible d'affirmer définitivement que ce sont les derniers mouvements qui ont déclenché le processus, ou au contraire qu'ils ont pu naître parce que les conditions permettant le métamorphisme cessaient progressivement. Le fait que les unités du massif paraissent s'enfoncer vers l'Ouest sous des écaillages successivement chevauchantes et que le domaine des Schistes lustrés doive l'essentiel de ses recrystallisations à "l'épisode transversal" doit cependant faire pencher pour la dernière hypothèse.

B - Relations entre les phases de déformations.

Les épisodes de cristallogénèses successives et contemporaines de mouvements ont laissé des traces qu'oriente la disposition acquise par les objets déformés ou en voie de déformation. Il faut maintenant essayer de voir s'il existe un lien entre les épisodes principaux et successifs que l'on vient d'envisager et l'aspect final, actuel, du massif d'une part et l'organisation éventuellement réglée d'un soubassement ancien d'autre part.

1 - Le soubassement ancien.

L'existence d'un substrat antérieur aux déformations syncrystallines prépondérantes ne saurait être mise en doute. Les aspects pétrographiques des roches de l'ensemble des gneiss glanduleux, leur évolution pétrogénétique qui en découle ainsi que la présence d'une discordance stratigraphique au moins locale, sont là pour en témoigner. Il n'a pas été possible cependant de déceler de façon certaine une quelconque orientation minérale ancienne. Celle-ci, qui devrait souligner des phénomènes antérieurs à "l'épisode transversal", a donc peut-être guidé à un tel point les déformations ultérieures que ces dernières en sont devenues l'image fidèle. Mais il est également possible que toute structure ancienne soit totalement oblitérée. Il reste encore à juger si les méthodes employées ont été assez fines et l'étude suffisamment fouillée...

Il faut aussi penser que dans certains cas le matériel ancien était à peu près équant. Le cas se produit dans les puissantes formations de gneiss qui sont sans doute, comme on l'a vu, d'anciens granites. Là, les déformations de "l'épisode transversal" paraissent avoir provoqué dans des roches, relativement rigides par rapport à celles qui les recouvraient, des disjonctions en "pelures d'oignon". Ces surfaces devaient être plus ou moins parallèles aux épontes de la masse dure, donc au litage des sédiments sus-jacents et à la courbure progressivement acquise par cet assemblage. Les meneaux, transversalement découpés par la foliation-de-plan-axial des plis des métamorphites sus-jacentes (d'origine para-certaine) en seraient le témoignage. La surface de disjonction ainsi développée par la voussure de ces masses peu souples peut donc s'assimiler à un plan stratigraphique des formations plus récentes et ne doit pas être considérée comme une orientation ancienne.

L'ensemble que l'on peut valablement considérer comme un socle ancien, n'était toutefois pas uniquement formé de telles roches. Les gneiss fins, les micaschistes et leurs accidents amphibolitiques ou quartzitiques devraient quant à eux avoir conservé plus nettement des traces d'anciennes évolutions pétro-tectoniques. Or s'il

est facile de déceler dans ces niveaux des structures planaires, elles apparaissent toujours soumises aux déformations transversales, ou éventuellement longitudinales, mais récentes. Il faut donc penser que les réorganisations minérales syncinématiques ultimes prévalent réellement. Mais comme elles n'ont pu se développer qu'à partir d'un canevas initial sur lequel elles se sont calquées, au moins à l'origine, on doit penser que les directions de plis N 60° E - N 120° E, qui commandent l'épisode suivant, doivent leur disposition à l'aspect qu'avait pris le socle lors du dépôt des formations sus-jacentes.

Quel était ce socle, qui, si l'on accorde quelque crédit à la façon selon laquelle se relie les gneiss glanduleux aux autres ensembles, devait être considérablement érodé ? Il s'agissait vraisemblablement du tréfonds d'une ancienne chaîne de montagnes arasée jusqu'à ses granites, réduit à de grandes lignes déprimées, dues à de vastes cassures, séparant des zones de "plateaux", c'est-à-dire à un aspect tel que peuvent en offrir les vieilles plateformes hercyniennes comme le Massif Central français. Il est logique d'en inférer que c'est dans les dépressions subsistant à la surface d'un tel domaine pénéplané, que vont se produire les premiers dépôts. Ici interviendront les volcanites acides et surtout les différentes formations détritiques, qui constituent la plus grande part des roches originelles des ensembles plus récents que celui des gneiss glanduleux.

Poursuivant le parallèle avec le Massif Central français, on peut penser que les bassins houillers qui s'alignent, tel celui de Saint Etienne, le long de grandes failles qui les séparent des granites anciens, fournissent un exemple parfait de cette image. Ainsi organisés dans des bassins allongés le long des grandes sutures du vieux matériel, les nouveaux sédiments vont se trouver dans une situation telle que les mouvements ultérieurs, déjà amorcés par la subsidence, mais toujours guidés par les lignes de faiblesse du socle, ne pourront les déformer que suivant une direction prédéterminée.

On est amené à penser que les plissements transversaux, très vite compliqués par des cristallogénèses, ont été guidés par la forme du socle et, plus précisément, par ses failles. Dans ce cas, il faut donc admettre que les grandes sutures majeures du socle avaient des directions N 60° E et N 120° E. Soulignons d'ores et déjà que ce sont là les directions de fractures majeures du Massif Central français.

Cette hypothèse, qui permet de rendre compte de façon logique des relations entre les éléments tectoniques du soubassement et ceux qui sont nés durant "l'épisode transversal", semble également convenable pour expliquer la naissance des disjonctions dans un matériel "rigide", dont les contours sont des surfaces d'érosion et sont assimilables au litage des sédiments qui s'y déposent.

2 - L'aspect moderne du massif.

Si l'on peut déceler des relations depuis les formes d'un substrat ancien jusque dans les aspects élaborés par les déformations successives dans sa couverture devenue métamorphique, en est-il de même si l'on envisage l'architecture que propose l'anatomie géographique actuelle du Massif Dora Maira ? En d'autres termes, existe-t-il une correspondance entre les formes de son organisation intime et son allure extérieure ?

En examinant une carte géologique des Alpes occidentales à une échelle suffisante, il est facile de constater que le Massif Dora Maira est situé dans la courbure principale de la chaîne. Dans cette zone les lignes de grande tectonique sont pratiquement méridiennes et c'est bien ce que suggère l'aspect en ovale étiré qu'affectent les contours cartographiques. En outre, surgissant des alluvions de la plaine du Pô et entièrement investi ailleurs par les masses de Schistes lustrés, réputées plus jeunes que ses gneiss, le massif apparaît comme un vaste dôme allongé qui justifie bien son ancienne dénomination de "massif amygdalaire" ou "d'ellipsoïde". Tout concourt à faire de cet édifice complexe un "brachyanticlinal", s'alignant à peu près suivant les directions orographiques de la chaîne alpine dans la région des Alpes cottiennes.

Ainsi les directions de l'architecture en grand, actuellement observable, ne paraissent pas correspondre, en première approximation, à ce que l'on connaît de l'organisation tectonique intime du massif. Il est probable, en

effet, que "l'épisode transversal" à l'évolution syncinématique compliquée, envisagée plus haut, trouve son point de départ dans un système de grandes failles de socle, de direction N 60° E et N 120° E. Celles-ci dirigent les premiers plissements qui, très vite, vont interférer de telle sorte que leurs axes se disposent suivant tout l'éventail compris entre ces deux directions. Les chevauchements nés dans les mêmes déformations vont se contrarier les uns les autres jusqu'à s'organiser suivant un schéma que l'on a pu comparer à un diaphragme iris qui se clôt.

Mais la phase initiale et prépondérante, qui a construit des formes dont l'allure se révèle indépendante de l'aspect final de l'édifice, a évolué vers un "stade longitudinal", dont les constructions sont plus conformes aux grandes lignes actuelles de la chaîne. Elles sont aussi plus récentes : ainsi une indépendance entre les différents caractères structuraux semble exister dans l'espace, mais elle existe aussi dans le temps. Les structures récentes déforment les éléments transversaux préexistants, d'abord, par simple basculement, puis tangentielle-ment et de plus en plus obliquement, jusqu'à les trancher de façon perpendiculaire et devenir méridiennes au moins dans la zone médio-occidentale du massif, entre Pô et Chisone. Ces différentes modalités, où le rôle du canevas bâti par "l'épisode transversal" paraît tout de même déterminant, aboutissent à accuser l'allure initiale en diaphragme-iris.

On doit également admettre maintenant que cette phase récente est liée à la place et à l'aspect que prend le Massif Dora Maira dans la chaîne alpine. On peut alors concevoir que le gauchissement des différents éléments du diaphragme et de leurs structures planaires, c'est-à-dire les unités tectoniques successives limitées par leurs contacts anormaux et leurs surfaces de foliation-de-plan axial, date de l'époque de la formation des écaillages méridiens. Il en résulte un bombement généralisé de la voûte transversale initiale, qui marque ainsi le début de l'élévation de la région et correspond très bien au processus d'ennoyage vers l'Ouest des structures anciennes, allant de pair avec la cessation progressive des influences métamorphiques. Il est normal dès lors que l'érection finale se poursuive par le jeu de failles au caractère "brisant" de plus en plus accusé et qui peut aller jusqu'à entraîner l'effondrement padan.

Il faut donc en déduire que les structures initiales n'ont qu'un rôle réduit dans l'aspect tectonique moderne de la région. On doit pourtant se demander si les éléments intimes du massif n'expliquent pas, grâce à leur disposition transversale, son caractère singulier de se trouver au point de courbure maximale de la chaîne alpine. On ne peut nier en effet qu'avec "l'épisode transversal" soient nés des plis à grande échelle. Rappelons aussi la généralité, dans tout le domaine alpin des régions environnantes, des marques de déformations et de recristallisations contemporaines, de direction sensiblement Est-Ouest. On doit ainsi penser que les déformations d'axe transversal provoquent une "tectonique en grand". Il est vraisemblable que celle-ci se retrouve au Sud du Massif Dora Maira et dans toutes les Alpes maritimes, à peu près indemne des transformations du "stade longitudinal", ou les ayant mieux canalisées. Cet aspect plus général de la situation du massif dans l'orogénèse alpin sera envisagé plus loin.

C - Coupes interprétant l'architecture du massif.

Il est maintenant possible de construire des coupes au travers des formations qui constituent le massif. Elles devront être de deux types afin de pouvoir marquer la dualité d'évolution des formes : des coupes orientées d'Est en Ouest ne seraient susceptibles de montrer que l'aspect moderne de la région et par là même ne pourraient pas indiquer les processus d'évolution des différents ensembles ni mêmes leurs rapports exacts ; de même d'unique coupes d'orientation méridienne ne montreraient que l'aspect ancien des objets décrits et ne sauraient rendre compte de leurs déformations récentes. Aussi afin de pouvoir indiquer les relations entre chacune des déformations et chacune des unités, a-t-on choisi de représenter (voir planche hors texte n° IV) une série de schémas dans leurs vraies positions réciproques. Les interférences des différentes phases qui se sont succédées en ressortent mieux, en même temps que la structure intime est mise en évidence.

TROISIEME PARTIE

ESSAI D'INTERPRETATION ET DE SYNTHESE

====

CONCLUSIONS GENERALES

=====

TROISIEME PARTIE - ESSAI D'INTERPRETATION ET DE SYNTHESE

=====

CONCLUSIONS GENERALES

=====

I - STRATIGRAPHIE

A - Les repères

- 1 - Les repères lithologiques initiaux
- 2 - Les repères métamorphiques
- 3 - Références aux régions avoisinantes

B - La stratigraphie régionale reconstituée. Propositions.

- 1 - La suite stratigraphique du Massif Dora Maira
- 2 - Comparaisons avec d'autres massifs cristallins internes

II - METAMORPHISMES

A - Les stades successifs de recristallisation

- 1 - Le métamorphisme du socle
- 2 - Les stades ultérieurs de recristallisation

B - Vers une théorie explicative

- 1 - Quelques questions
- 2 - Théories et propositions

C - Evolution pétrogénétique des roches du Massif Dora Maira

III - ARCHITECTURE

A - Les théories en présence

B - Critique des théories et recherche d'éléments en vue d'une explication

- 1 - Le dôme autochtone simple

2 - Les grandes nappes

C - Un essai d'explication

1 - Les faits à retenir

- a) Sédimentation
- b) Métamorphisme
- c) Structures
- d) Autres observations

2 - Schéma de l'évolution orogénique alpine du Massif Dora Maira

IV - CONCLUSIONS.

A - Histoire de l'évolution géologique du massif.

1 - Chronologie des événements

2 - Discussion

B - Le Massif Dora Maira dans le cadre alpin.

" Nous n'avons sur cela d'autres degrés de probabilité que n'en aurait un homme qui a des puces et qui en conclurait que tous ceux qu'il voit passer dans la rue en ont comme lui"....

VOLTAIRE (De la Physique).

TROISIEME PARTIE - ESSAI D'INTERPRETATION ET DE SYNTHESE

=====

CONCLUSIONS GENERALES

=====

I - STRATIGRAPHIE.

A - Les repères

1 - Les repères lithologiques initiaux.

Dans les analyses précédentes, on a tenté de discerner au travers des déformations et des recristallisations successives, l'état des roches originelles qui constituent l'édifice de schistes cristallins du Massif Dora Maira. On a pu aboutir ainsi à un schéma de la lithologie initiale que l'on peut résumer ainsi :

Ensemble des gneiss glanduleux : c'est le "socle", constitué par des formations grésopélitiques à niveaux de greywackes et intercalations de coulées basiques permettant de l'assimiler à un faciès "Culm".

Ensemble graphitique de Pinerolo : première formation de couverture, pour laquelle il n'a pas été possible de mettre en évidence une discordance sur son socle, mais qu'un certain nombre d'arguments permet de considérer

comme une suite de dépôts limniques dans les dépressions de son substratum déjà métamorphisé et granité, faillé, érodé et altéré. C'est, en effet, un ensemble détritique souvent grossier portant l'empreinte d'une subsidence saccadée et rythmique, s'étant produite sous une faible tranche d'eau dans un climat permettant une végétation prospère (abondance de la matière organique).

Ensemble de Dronero : série faisant suite normalement à la précédente sur une topographie plus mûre et sous un climat progressivement plus aride. Elle débute par une sédimentation gréseuse régulière pour se clore par d'immenses épandages volcano-détritiques de nature acide recouvrant les formations antérieures et le socle en particulier, en des discordances locales. Les dépôts ultimes se produisent dans un milieu continental désertique.

Ensemble de Sampeyre : ne représente qu'un épisode traduisant la fin des éruptions acides et leur démantèlement en milieu continental subtropical. Aussi est-il représenté par des épandages localisés de matériel détritique mal trié où les altérations, agissant aussi sur les dépôts antérieurs, produisent des argiles montmorillonitiques.

Ensemble des calcschistes : il s'agit là d'une succession de formations différenciées qui traduisent l'invasion marine sur une bonne partie du domaine des Alpes cottiennes actuelles. De ce fait interviennent d'abord des niveaux d'origine sableuse, localement conglomératiques, qui font suite normalement aux horizons détritiques sous-jacents, lesquels peuvent appartenir à l'ensemble de Sampeyre ou à celui de Dronero. Les matériaux argileux qui s'y trouvent sont du même type que sur le continent recouvert, mais le meilleur tri des éléments évoque des dépôts réguliers dans un vaste bassin rarement troublé par des apports grossiers. Cela est confirmé par la sédimentation ultérieure, d'abord calcaréo-dolomitique, puis argileuse, ampélitique, à l'occasion finement gréseuse, qui suit habituellement les dépôts sableux. Ce sont les sédiments du géosynclinal qui s'installent, bientôt troublés par de nombreuses venues de laves basiques.

Cette suite idéale depuis les éléments d'un substratum ancien jusqu'aux sédiments marins ultimes ne doit pas faire illusion. Comme dans le cas déjà évoqué des bassins limniques de dimensions modestes des séries de l'ensemble graphitique, cette couverture n'a jamais dû être très continue, ni sa répartition homogène sur toute la surface de la région. Cela paraît logique pour les dépôts continentaux et volcaniques acides des ensembles de Sampeyre et de Dronero qui, par leur nature même, ne peuvent constituer une couverture gardant partout les mêmes caractéristiques. Mais cette notion de la répartition discontinue des terrains de couverture doit être également étendue au moins aux premiers épisodes de l'invasion marine. En effet, la disposition des masses calcaréo-dolomitiques et de leurs quartzites de base autour du Massif Dora Maira suggère l'existence de deux fosses situées respectivement au Nord et au Sud du domaine étudié. La région du Val de Susa constituerait l'un de ces bassins : les niveaux calcaires y sont épais et s'amenuisent en direction du Sud. Dès la latitude du Chisone, ces mêmes faciès sont minces voire absents, alors qu'à partir de la vallée du Pô ils reprennent de l'ampleur pour se développer à nouveau largement au Sud du massif, dans les vallées de la Varaita et de la Maira(*).

Même si les déformations tectoniques ultérieures sont en partie responsables de ces dispositions, ces variations paraissent constituer un indice de l'existence d'un haut-fond, voire d'un horst, d'orientation sensiblement Est-Ouest sur une transversale médiane du Massif Dora Maira. Il est probable que, dans ses débuts, la sédimentation argileuse de l'ensemble des calcschistes a aussi épousé ces lignes d'un relief antique. Mais la monotonie des sédiments n'offre guère de repères qui permettraient de l'assurer. Quoi qu'il en soit, il semble bien que, par la suite, l'envahissement par ces sédiments homogènes soit total et uniforme : si aucun élément précis ne vient confirmer cette hypothèse, aucun non plus ne s'y oppose.

(*) - Il est intéressant de comparer ces observations aux résultats acquis par J. LE GUERNIC (Thèse IIIe cycle, Grenoble, 1966) dans la "zone d'Acceglio". Cet auteur a pu mettre en évidence une paléogéographie des temps triasiques impliquant l'existence d'un haut-fond dans la zone nord de cette région, qui correspond à une transversale du Massif Dora Maira passant par le Val Pellice.

En résumé, une couverture détritique puis volcano-détritique vient s'installer sur un socle ancien en épandages localisés, fonction des lignes orographiques conservées, avant qu'une invasion marine, elle aussi gouvernée dans ses débuts par la topographie de son substratum déjà complexe, ne vienne y établir sa sédimentation de type géosynclinal.

Dans une telle histoire, le seul repère chronologique est fourni par les dépôts calcaires marins, qui contiennent des fossiles ladinien (A. MICHARD, 1961), ce qui permet de rapporter les niveaux sableux de leur base au Trias inférieur.

2 - Les repères métamorphiques.

A cet égard, le premier repère caractéristique concerne les recrystallisations subies par les masses géosynclinales paléontologiquement datées au moins à leur base. Puisqu'il s'agit de sédiments mésozoïques, ils ne peuvent porter les traces que du seul métamorphisme d'âge alpin. Ces transformations sont marquées par une évolution syncinématique, au moins dans un premier stade. Le régime de plissements isoclinaux serrés qui s'établit progressivement entraîne l'apparition de plis intrafoliaux de toutes dimensions responsables de la foliation régionale, et la naissance de toute une génération de minéraux dont les associations caractérisent un métamorphisme de hautes pressions et basses températures. Ces cristallisations, qui épousent les lignes structurales en voie de formation, sont en effet à base de phengite - glaucophane - stilpnomélane et éventuellement chloritoïde et grenat. Occasionnellement, dans des roches de nature convenable, apparaissent aussi le talc, le graphite, voire les pyroxènes sodiques.

Mais cela ne constitue qu'un premier stade, car très vite une modification des conditions thermo-dynamiques entraîne la destruction de ces premiers minéraux, qui sont remplacés par une paragenèse à chlorites, épidotes, grenat, biotite et albite. La nouvelle génération minérale, qui trahit un réchauffement lié à de moindres pressions, n'est plus sous la dépendance étroite des formes structurales primitives : sa tendance à l'orientation est faible ou nulle.

Tout tend à prouver que la première phase de ce métamorphisme reflète la nature du domaine où elle se manifeste, domaine géosynclinal où le gradient géothermique est faible. Par contre, la deuxième phase de recrystallisations alpines, témoigne d'un gradient plus élevé, et indique aussi qu'elle se rapporte à un domaine de bordure où l'influence d'un socle sialique se manifeste (voir plus loin les caractères des métamorphismes).

Quoi qu'il en soit, les "phases alpines" de recrystallisation sont ainsi caractérisées. On va en retrouver les traces dans tout le substratum sur lequel reposent ces sédiments sûrement mésozoïques.

Or, la présence de ces mêmes épisodes cristallogénétiques est observable, à l'exclusion de toute autre, dans tous les ensembles détritiques et volcano-détritiques, y compris l'ensemble graphitique de Pinerolo. La seule diversité des paragenèses rencontrées provient des variations lithologiques originelles. On en peut déduire que dans ces ensembles, exempts des traces qui affectent le socle ancien, n'est apparu aucun autre métamorphisme que celui d'âge alpin. Il s'ensuit qu'il faut y voir des séries intermédiaires entre un socle et des formations qu'on peut qualifier de proprement alpines, position déjà révélée par la nature des dépôts qu'elles renferment.

Par contre l'ensemble des gneiss glanduleux, qui montre clairement les effets de toutes les recrystallisations d'âge alpin liées ou non aux déformations, porte aussi les marques d'un métamorphisme antérieur. Celui-ci n'était pas d'une intensité exceptionnelle et seuls peuvent encore être reconnus comme lui appartenant de rares minéraux reliques comme la biotite et des grenats. Toutes les recrystallisations ultérieures ont remanié ce matériel ancien en réutilisant les éléments libérés par son démantèlement.

Mais, contemporaines du métamorphisme ancien, ou le suivant de près, sont intervenues des granitisations importantes dont les conséquences sont celles qui apparaissent le mieux dans ce socle presque entièrement crato-

nisé. C'est en somme essentiellement une armature granitique qui le constitue, où subsistent quelques panneaux du matériel en voie de granitisation.

Il en faut déduire qu'avant le dépôt des séries intermédiaires, une vieille chaîne cratonisée a été arasée jusqu'à son tréfonds et qu'après ces dépôts, tout l'édifice a été soumis aux effets polyphasés du métamorphisme d'âge alpin.

3) Références aux régions avoisinantes.

Si l'on tente de comparer cette suite d'événements et leurs résultats à ceux d'autres régions pour essayer d'y établir une chronologie, deux cas au moins sont à considérer : le socle granitisé puis érodé et les dépôts ultérieurs des ensembles intermédiaires. Leur étude en est liée.

Considérant que les effets du métamorphisme alpin existent seuls dans les séries détritiques et volcano-détritiques, on peut chercher à comparer le socle du Massif Dora Maira à un bâti ancien qui a précédé l'édifice alpin. Celui-ci se calque plus ou moins sur une ossature hercynienne dont on trouve de bons exemples proches alpin. Celui-ci se calque plus ou moins sur une ossature hercynienne dont on trouve de bons exemples proches alpin. Dans les massifs cristallins externes : Pelvoux et Belledonne par exemple. Sans doute y retrouvera-t-on des références lithologiques, mais les déformations alpines les ont toutefois quelque peu remaniées. En ce qui concerne la structure primitive du socle, il sera donc plus profitable d'examiner des restes plus lointains de la chaîne hercynienne mais qui n'ont enregistré qu'un minimum des événements liés à l'orogénèse alpine : le Massif Central français peut en fournir un bon exemple.

Au point de vue lithologique, on constate que le matériel des massifs cristallins externes des Alpes françaises est constitué par une masse de schistes cristallins considérablement granitisés. Au travers de ces derniers phénomènes, on décèle clairement l'existence d'une série gréseuse ou grossièrement déritique, avec des intercalations de multiples venues volcaniques, métamorphisées dans l'épi et la mésozone. Des faciès flysch, ou Culm, ont pu être évoqués à leur endroit. Il pourrait s'agir de niveaux dévono-carbonifères pris dans l'orogénèse hercynienne.

Au point de vue structural, les grandes lignes directrices de la chaîne hercynienne qui subsistent après sa considérable érosion, sont des failles limitant des grabens, qui conditionnent la disposition des petits bassins sédimentaires où s'accumulent les produits de démantèlement de la chaîne. Ainsi peuvent être schématisés le "synclinal" médian de Belledonne, ou ceux, multiples, des Grandes Rousses. Dans le Massif Central français de telles structures dessinent les grandes directions varisques (bassin de Saint-Etienne) ou bretonnes (failles d'Argentat, bassin d'Ahun, etc) et sont associées à de vastes cassures légèrement plus récentes, du type Sillon houiller.

Il est donc permis d'imaginer que le socle présent dans le Massif Dora Maira était de nature et de disposition fort comparables. En effet, les faciès de gneiss et micaschistes lardés de laves basiques et intensément granitisés rappellent de très près ceux des massifs hercyniens bien individualisés comme tels. Le socle ancien du massif serait donc un vieux bâti de type hercynien, érodé jusqu'à ses granites. Ses grandes lignes structurales avaient permis l'organisation des dépôts ultérieurs suivant des directions sensiblement identiques à celles des vieilles plateformes du type Massif Central français.

Il est possible également d'établir un parallèle entre les premiers dépôts de couverture des bâtis hercyniens et les dépôts plus récents, en particulier ceux qu'on a considéré comme intermédiaires et qui préludent à l'installation des sédiments géosynclinaux mésozoïques. On constate alors que dans les synclinaux médians de massifs comme ceux de Belledonne ou des Grandes Rousses, intervient une sédimentation déritique grossière fortement charbonneuse par endroits. Quelques vestiges de flore permettent d'attribuer au Carbonifère supérieur la grande majorité de ces dépôts. Dans les bassins de même type du Massif Central français, dont un exemple bien étudié peut être celui de Saint-Etienne, on constate qu'il s'agit de sédiments accumulés lors d'une subsidence rythmique, conditionnée par le jeu de la grande faille bordière qui entraîne une dissymétrie du bassin et la création de vastes "slumpings", véritables charriages synsédimentaires (P. PRUVOST, 1963).

Cette soumission aux formes du substratum est encore plus accusée dans les régions violemment affectées par les déformations alpines. Ainsi, les bassins houillers de Belledonne sont coincés entre les failles rajeunies du cristallin environnant dont des écailles détachées en véritables échardes, pénètrent parfois dans la couverture détritique.

Dans les mêmes régions, s'instaure à la fin du Carbonifère un régime continental subdésertique qu'on est convenu de rapporter au Permien. Les dépôts de cette époque, détritiques fins ou grossiers, contiennent toujours des traces de nombreuses émissions volcaniques acides avec dhyolites et ignimbrites, immédiatement remaniées par l'érosion. De tels dépôts n'épousent pas aussi étroitement les formes de leur socle que les sédiments précédents. Il faut tout de même retenir que les résultats de cet épisode se retrouvent avec une grande constance dans toute l'Europe occidentale. Toujours recouverts par les produits détritiques fins du Trias transgressif, ils doivent être rapportés au volcanisme subséquent à l'orogénèse hercynienne et à son démantèlement sous climat désertique.

On retrouve un canevas comparable dans des régions plus proches du Massif Dora Maira. Malheureusement les rapports avec le socle ancien y sont presque constamment oblitérés par les phénomènes alpins récents. Au-dessous d'un Trias détritique et lagunaire existent des dépôts détritiques grossiers, toujours associés à des venues éruptives essentiellement acides. On a discuté ailleurs (A. MICHARD et P. VIALON, 1965) de ces différents cas, voisins du massif étudié, où ces sédiments et laves acides reposent parfois sur un substratum daté du Houiller.

Au total, sur le socle hercynien, en des emplacements qui sont d'abord entièrement commandés par la morphologie résiduelle, apparaissent dans tout un vaste domaine de l'Europe occidentale dont les Alpes ne sont pas exclues, des dépôts détritiques charbonneux puis volcano-détritiques, dont l'âge permo-carbonifère est prouvé.

Indemnes de métamorphisme ancien, les séquences lithologiques de la couverture intermédiaire du Massif Dora Maira paraissent parfaitement s'intégrer à ce cadre. La présence de discordances locales (Cole Clapier) ou les rapports des formations gneissiques ultimes (Ensemble de Sampeyre) avec les quartzites attribuables au Trias inférieur, confirment ce point de vue.

B - La stratigraphie régionale reconstituée. Propositions.

1 - La suite stratigraphique du Massif Dora Maira.

Le socle du Massif Dora Maira doit être assimilé à une accumulation de sédiments vraisemblablement dévono-carbonifères mais peut-être plus anciens, de type "culm", métamorphisés et granitisés lors de l'orogénèse hercynienne. A la fin de cette première étape, une érosion presque totale de la vieille chaîne l'a arasée jusqu'à ses granites. Les vieilles structures subsistent essentiellement sous forme de dépressions plus prononcées, dont la disposition est sans doute conditionnée par les lignes de sutures qui morcelaient ce bâti en blocs. Les limites de ceux-ci devaient être sensiblement orientées selon les directions classiques des grandes failles de la chaîne hercynienne : les accidents Nord Est - Sud Ouest et Nord Ouest - Sud Est.

Dans les dépressions ainsi constituées par l'érosion s'installent des bassins subsidés de dépôts détritiques qui proviennent du démantèlement d'un socle sans doute très altéré et portant une abondante végétation. Les sédiments carbonés qui en résultent, ont dû être déformés au fur et à mesure de leur dépôt par des "slumpings" peut-être très vastes, et par le jeu du socle qui s'affaisse et pince éventuellement le matériel de ces "synclinaux" localisés. L'âge de ces événements est difficile à préciser, mais il doit, approximativement, s'étager entre le Westphalien et la Stéphanien, si l'on se réfère aux bassins limniques analogues, enserrés dans d'autres régions de la chaîne hercynienne métamorphique. Notons toutefois, que dans la zone houillère briançonnaise voisine, une sédimentation très comparable a commencé dès le Namurien.

A la fin de cette période s'établit progressivement un climat plus aride et un ralentissement des phénomènes

de subsidence. La sédimentation devient petit à petit plus réduite, plus continentale et très éparpillée. C'est alors qu'interviennent d'importantes émissions volcaniques acides, qui se produisent dans la même ambiance continentale de plus en plus désertique. Il en naît d'imposantes masses de tufs ou d'ignimbrites et des filons plus nettement intrusifs qui les traversent ou se mêlent à leurs produits d'érosion et d'altération immédiats. Ces phénomènes, qui ont dû débiter avec la fin du Carbonifère, couvrent probablement toute la durée du Permien, mais il n'est pas possible d'y distinguer de coupures ou des repères stratigraphiques précis. En effet, le propre de tels épandages est d'être assez discontinus et de pouvoir se mettre en place sur n'importe quel substratum, ici le socle, là le Houiller.

Avec le retour au calme qui suit les ultimes soubresauts attribuables à l'orogénèse hercynienne, le climat désertique se maintient pendant un temps. Il provoque des altérations caractéristiques sur tout le domaine Dora Maira et ne permet une évacuation des arènes diverses qui recouvrent le continent, que lors de crues d'oueds épisodiques. Quelques bassins d'épandages se créent, très localisés. Ce qu'on connaît de la paléoclimatologie régionale permet d'attribuer cette période au Permien tardif.

Enfin arrive la transgression marine du Mésozoïque. D'abord timide avec les sables du Trias inférieur qui épousent encore les restes de la morphologie ancienne, vestiges épargnés ou accusés par les épisodes précédents(*), elle devient ensuite de plus en plus générale avec l'arrivée des sédiments proprement géosynclinaux. Dans les débuts de cette invasion marine, une "terre pennique" a peut-être subsisté pendant quelques temps, mais il est vraisemblable que tout le domaine Dora Maira a très vite été recouvert au moins par les lisières de la mer géosynclinale.

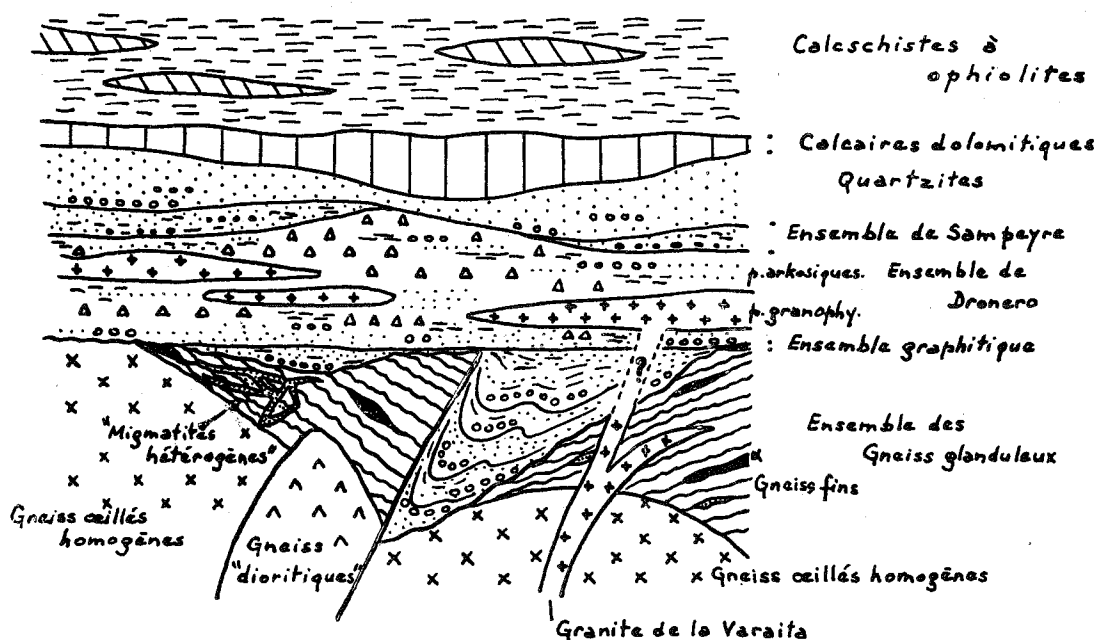


Fig. 61 - Schéma de la succession lithostratigraphique du Massif Dora Maira.

(*) - Voir note infrapaginale page 252, au sujet de la paléogéographie du Trias de la zone d'Acceglio et le haut-fond qu'a pu y distinguer J. LE GUERNIC, au Nord de cette région.

La succession chronostratigraphique des différents ensembles du Massif Dora Maira, proposée, peut être résumée par le tableau suivant :

Ensemble des calcschistes	ophiolites marnes et argiles charbonneuses, grès niveaux calcaréo-dolomitiques quartzites	Mésozoïque post-triasique Trias
transgression		
Ensemble de Sampeyre	arènes microconglomérats, grès et arkoses argiles montmorillonitiques	Néopermien
Ensemble de Dronero	altérations montmorillonitiques et arènes associées grès et greywackes microconglomérats et arkoses tufs volcaniques acides ignimbrites porphyres granophyriques arkoses et grès charbonneux conglomérats	Permien
discordance ?		
Ensemble graphitique de Pinerolo	grès et greywackes conglomérats) charbonneux	Carbonifère supérieur
discordance		
Ensemble des gneiss glanduleux	grès et greywackes laves basiques sous-aquatiques argilites ferrugineuses (faciès flyschöide ou Culm)	Dévono-Carbonifère (*) métamorphisé et granitisé lors de l'oro- genèse hercynienne

(*) - Il est possible sinon probable, qu'existent dans le socle des roches plus anciennes, peut être même pré-cambriennes. Rien ne permet de l'affirmer.

2 - Comparaisons avec d'autres massifs cristallins internes.

L'ensemble de socle se rapproche à bien des égards de nombreux noyaux de gneiss grossiers des Pennides. Le plus proche, et avec lequel le Massif Dora Maira a été le plus souvent comparé, est celui du Grand Paradis. Il est vraisemblable que toute la masse de gneiss ocellés à zones plus ou moins franches de granites de la vaste coupole des Alpes graies correspond aux gneiss ocellés homogènes ou amygdalaires du Massif Dora Maira. Leurs caractéristiques pétrographiques et même leur gisement sont fort semblables, il est probable que leur âge l'est également (R. MICHEL, 1953). Le matériel encaissant, gneiss fins de part et d'autre, doit être également de genèse analogue. Mais il est probable qu'au sein des masses Grand Paradis - Sesia Lanzo existent des niveaux comparables à ceux de l'ensemble de Dronero ou de l'ensemble graphitique. Ils n'avaient pas été reconnus jusqu'ici, mais les études récentes de J. M. L. BERTRAND (1965) sur le versant français de la coupole du Grand Paradis, tendent à faire admettre l'existence d'horizons permo-carbonifères à la base des quartzites du Trias inférieur. Notons enfin que les hypothèses d'AMSTUTZ et RITTMANN, qui considèrent les gneiss fins comme d'anciens niveaux de projections volcaniques permo-carbonifères, sont voisines de celles qui sont émises ici. Cependant il est probable que la chronologie admise par ces auteurs, est un peu trop restrictive. Des faciès très analogues peuvent se rencontrer dans plusieurs niveaux et des gneiss fins ex-greywackes se retrouvent certes dans des niveaux attribués au Permo-Carbonifère du Massif Dora Maira, mais aussi dans le socle hercynien.

Plus au Nord, la zone du Grand Saint-Bernard offre également des horizons polymétamorphiques ("Schistes de Casanna" inférieurs), où les faciès de gneiss albitiques sont très voisins de ceux des Alpes cottiennes. Toute la série des nappes à l'Ouest du Simplon, avec toutes les complications des granites anciens de la région du Mont Rose, paraît également offrir des faciès identiques à ceux de notre socle.

En ce qui concerne les ensembles intermédiaires, les parallélismes sont à la fois plus faciles et plus difficiles à établir. Cela tient en grande partie au caractère discontinu de la sédimentation carbonifère, qui s'est effectuée dans des bassins aux dimensions modestes, irrégulièrement répartis sur leur substratum. Cependant, aux émissions volcaniques acides de l'ensemble de Dronero, on est tenté d'assimiler certains faciès de la zone axiale briançonnaise et de la zone du Grand Saint-Bernard dans ses parties élevées. Il en est ainsi par exemple pour les épanchements rhyolitiques du sommet de l'assise de la Ponsonnière, en Briançonnais (J. FABRE, 1958), certains faciès volcano-détritiques acides de Vanoise (granophyres du Mont Pourri, gneiss de l'Arpont - F. ELLENBERGER, 1958), les porphyres quartzifères et autres niveaux volcaniques de la base du Permien de la zone Greppon blanc - Grand Laget (Zone du Grand Saint-Bernard, J. P. SCHAEER, 1959), enfin et surtout les grandes masses des "bésimaudites" ligures (J. P. BLOCH). Dans ces régions, voisines ou plus lointaines, comme dans les Alpes bergamasques ou la nappe de la Suretta (Roffna-porphyr), les phénomènes éruptifs se décèlent dès la fin du Stéphanien et se poursuivent jusqu'au Néopermien. Enfin, il est possible que les gneiss de type Sapey (F. ELLENBERGER et J. FABRE), situés aussi entre le Carbonifère terminal et le Permo-Trias, soient génétiquement liés au volcanisme acide et puissent également entrer dans ce cadre. Il s'ensuit que les niveaux volcano-détritiques permien du Massif Dora Maira se différencient peu de ceux de même époque des régions avoisinantes. Et ainsi, un tel faisceau d'arguments concordants, confirme l'âge que nous avons proposé pour ces niveaux.

Quant à l'épisode représenté ici par l'ensemble de Sampeyre, avec ses phyllites phengitiques nées de montmorillonites, ses grès, ses conglomérats à galets rouges ou quartzeux blancs, il rappelle avec netteté les faciès "Verrucano" du Briançonnais. Ce sont les schistes argentés de Champagny ou les conglomérats de Loutra en Vanoise (F. ELLENBERGER), les couches terminales de la Ponsonnière ou de la Loze en zone briançonnaise (J. FABRE), les faciès "Verrucano" typiques du Briançonnais (R. FEYS 1957 et J. FABRE 1958), de la zone d'Acceglio (A. MICHARD 1958) ou de Ligurie (J. P. BLOCH 1965). Ici comme là, ces niveaux ont pour caractères communs d'être des roches détritiques remaniant des émissions volcaniques acides et de passer en continuité vers le haut aux quartzites triasiques.

Nous sommes conduits ainsi à établir un parallélisme remarquable entre les dépôts d'âge permo-carbonifère des Alpes occidentales, le Massif Dora Maira ne faisant pas exception. Voilà encore qui confirme la chronostratigraphie proposée pour les ensembles de l'édifice étudié.

II - METAMORPHISMES.

Il est difficile d'envisager les problèmes que posent les recrystallisations sans prendre également en considération l'évolution structurale du massif. C'est que, au moins pour l'une de ses phases, le métamorphisme est intimement lié aux déformations. Mais il n'est pas utile de disséquer immédiatement l'architecture du massif. Il suffit de rappeler que la première phase de cristallisations d'âge alpin s'accompagne d'intenses mouvements. Ceux-ci déterminent la disposition en multiples plis intrafoliaux de tous les ensembles et l'individualisation du plan de foliation régionale, par ailleurs parallèles au dessin des grandes structures chevauchantes.

A - Les stades successifs de recrystallisation.

1 - Le métamorphisme du socle.

On connaît peu de choses de l'ambiance dans laquelle s'est produit le métamorphisme du socle. Seuls subsistent quelques minéraux repères (biotite et grenats) que les déstabilisations ultérieures ont épargnés et certains vestiges pouvant être attribués à un métamorphisme profond de très hautes pressions (faciès éclogitique des "pegmatites" noduleuses), ayant été ramenés fortuitement des profondeurs par des intrusions granitiques filoniennes. De ce qu'on connaît du métamorphisme des socles avoisinants (massifs cristallins externes) et des compositions chimiques des roches qu'il affecte - compositions traduites par les paragenèses ultimes -, on peut penser toutefois qu'il s'agissait d'un métamorphisme relativement "chaud" pouvant avoir provoqué la cristallisation d'un silicate d'alumine (de type staurotide ?) et d'un plagioclase ($An > 10$). L'existence de ce climat de hautes températures, devant à peu près correspondre au domaine du faciès Amphibolite, est confirmée par le fait qu'une bonne partie de ce socle a subi une fusion exprimée par de vastes zones granitisées. La formation de feldspath potassique monoclinique et riche en albite lors de la cristallisation du matériel fondu, indique que le phénomène a dû se produire à une température relativement haute.

Quoi qu'il en soit, ce qui est important est que ce socle ait été granitisé presque totalement et qu'il subsiste en tant que tel dans le substrat des séries détritiques et volcano-détritiques ultérieures. Ces dépôts qui forment une bonne part de la masse de la région se sont effectués sur un socle sialique, considérablement cratonisé, de nature presque entièrement granitique.

2 - Les stades ultérieurs de recrystallisation.

Ce n'est qu'après la sédimentation des masses géosynclinales qu'est intervenue la première phase du métamorphisme ultérieur. Elle est en effet extrêmement bien caractérisée et comparable à elle-même dans tous les ensembles, y compris, bien entendu, dans l'ensemble des calcschistes dont la nature mésozoïque de sédiments géosynclinaux permet cette datation relative.

C'est cette première phase qui est liée aux déformations et à l'acquisition de la structure foliée par tous les ensembles. Les paragenèses qu'elle développe sont particulièrement caractéristiques des séries de faciès métamorphique de hautes pressions et basses températures. Le faciès des Schistes à glaucophane, qui est la règle dans l'ensemble des calcschistes, est toutefois moins apparent dans les autres ensembles, mais partout ses traces sont indubitables bien qu'éphémères et sporadiques.

Tout le domaine Dora Maira a donc été soumis à l'influence d'un faible gradient géothermique sous de hautes pressions. Cela est habituel dans le métamorphisme des aires géosynclinales proprement dites (A. MIYASHIRO, 1961). On doit ainsi penser qu'une bonne part du domaine géosynclinal où se déposaient les calcschistes, sur un substrat souvent considéré comme un fond océanique uniquement basique (les intercalations ophiolitiques en étant

directement issues), était constituée par la région du Massif Dora Maira, avec son socle cratonisé.

Mais, très vite, les conditions changent, un réchauffement progressif se produit, avec un probable retour au calme succédant aux épisodes de déformations. La biotite qui se crée, non orientée en général, n'est pas l'indice d'un réchauffement considérable, mais celui-ci est cependant sensible de même que la diminution des pressions, puisque des minéraux comme le glaucophane (voire la jadéite) et le chloritoïde commencent à disparaître. Mais ceux-ci ne sont cependant pas totalement détruits, et leur conservation partielle est l'indice qu'il subsiste des pressions encore importantes. Il n'y a d'ailleurs pas de vrai hiatus entre ces deux phases successives. La dernière évolue en effet tranquillement à partir de la première, se calquant d'abord sur ses produits (chape de biotite aux phengites, épigénisation des amphiboles *in situ*). Tout se passe comme si, très progressivement le gradient géothermique croissait, ou, autrement dit, les isogéothermes se resserraient, puisque, en somme, ce sont elles qui sont reflétées par les isogrades de métamorphisme. Cela s'applique parfaitement au domaine Dora Maira proprement dit, mais beaucoup moins aux calcschistes. Pour eux, la phase ultime ne traduit pas un réchauffement particulier, mais indique une simple mise hors des zones de hautes pressions antérieures (la chloritisation des amphiboles est beaucoup plus répandue que leur biotitisation par exemple).

Il semble donc que la couverture du massif, bénéficie d'un apport calorifique privilégié, au moins dans ses séries intermédiaires post-hercyniennes, alors qu'il est beaucoup plus faible dans les faciès mésozoïques. Le socle ancien lui-même, qui avait enregistré le premier stade de hautes pressions, évolue naturellement de la même façon. Les caractéristiques d'un métamorphisme plus chaud ainsi suggérées (surtout en regard des épisodes antérieurs d'une part, et de la phase ultime correspondante, du domaine propre des calcschistes, d'autre part) tendent à se rapprocher de celles des aires plus "continentales", où entre les dépôts géosynclinaux et le substrat basique s'intercale une portion sialique (A. MIYASHIRO, 1960). Il ne s'agit pas là d'une diversification en de véritables "paired metamorphic belts" selon l'expression de MIYASHIRO, où classiquement à côté d'une série métamorphique de haute pression s'allonge une série parallèle, de haute température. Tout le domaine appartient encore à une zone de pressions élevées : la série est d'un type Barrowian intermédiaire. Cependant, une élévation de la température est sensible lorsqu'on se dirige vers les zones où un socle sialique granitisé est connu.

Il apparaît donc que l'histoire du métamorphisme d'âge alpin dans cette région des Alpes cottiennes est complexe. Ses différentes phases dépendent sans doute étroitement de la situation des zones où elles se déroulent, c'est-à-dire la bordure de l'aire géosynclinale proprement dite. Avec ses étapes successives, il faut également retenir que la cristallo-genèse se développe dans une ambiance de construction tectonique en pleine évolution et dans des milieux isochimiques, sans gain ou perte appréciable de matière.

B - Vers une théorie explicative.

1 - Quelques questions.

Les phénomènes qui vont nous occuper ici concernent uniquement l'évolution d'âge alpin du métamorphisme, évolution qui est cependant, nous l'avons vu, et nous allons le développer, assujettie à l'existence de recristallisations préexistantes.

Le premier problème qui se pose est d'essayer de saisir les raisons de la répartition spatiale du domaine de métamorphisme de hautes pressions et basses températures vis-à-vis de celui où les températures croissent. On sera ainsi amené à se demander s'il y a des raisons pour expliquer que le réchauffement ait été modéré et tardif et que le métamorphisme n'ait pas atteint un type à caractères Abukuma (A. MIYASHIRO 1961, H.G.F. WINKLER 1965) de basses pressions et hautes températures.

On a pu envisager que le réchauffement ultime était lié à une mobilisation granitique profonde du matériel en voie de métamorphisme. Les indices en sont minces : apparition de biotite en lames désordonnées, rares filons (pegmatites) ou granite un peu particulier de la Rocca de Cavour, malheureusement isolé de tout contexte. En fait

la mise en cause de cette granitisation profonde trouve surtout une justification dans les études géophysiques qui ont permis (E. BEDERKE 1963) d'invoquer des foyers de palingénèse occulte sur les bordures des Alpes cottiennes (région du Mont-Cenis ou de Cuneo). Mais il existe cependant une référence tangible : celle des zones simplotessinoises, où le granite de palingénèse alpine participe aux déformations en nappes. Dans chaque cas se sont des montées de "dômes calorifiques" (E. WENK ; E. BEDERKE) qui sont invoquées. Si l'on admet que c'est justement la montée des isogrades de température qui régit la disposition des isogrades de métamorphisme, cela semble justifiable. Encore faut-il se demander s'il existe une raison à la situation particulière de ces poussées thermiques, de superficie souvent réduite et qui, dans notre domaine, épargnent la zone des calcschistes où subsiste toujours un métamorphisme de type "froid".

En fait toutes ces questions sont liées. L'exemple du Tessin, permet d'imaginer que la montée thermique tardive est due à une granitisation du matériel profond par palingénèse et il faut surtout tenter de comprendre la localisation de celle-ci.

2 - Théories et propositions.

Aux environs du Massif Dora Maira, dans le domaine des Alpes cottiennes, on connaît un axe de métamorphisme de haut degré, d'un type à fortes pressions et faibles températures, développant des faciès à jadéite-glaucophanes. Il a été récemment illustré par les études de R. LEFÈVRE et A. MICHARD (1965). Il se situe sensiblement dans l'axe de la zone des Schistes lustrés, nettement à l'Ouest de notre massif. Il s'apparente semble-t-il, au "outer metamorphic belt" de MIYASHIRO.

Par contre on ne connaît pas, au niveau de notre région, le pendant de la "paire" classique : "the inner metamorphic belt", axe de métamorphisme fort, de type à basses pressions et températures élevées (à andalousite - sillimanite).

D'une façon tout à fait théorique, on peut considérer que le domaine du Massif Dora Maira est un intermédiaire entre ces deux pôles extrêmes, plus près du premier que du second. Or selon MIYASHIRO, la zone à métamorphisme de hautes pressions correspond sensiblement à l'axe de l'aire géosynclinale vraie à substrat océanique tandis que la bande "interne" se situe dans un domaine où les dépôts subsidents s'accumulent sur un socle sialique. Le Massif Dora Maira se trouve donc entre ces deux zones. Cependant on connaît un substrat cratonisé dans ce massif et à ce titre son type de métamorphisme devrait correspondre à celui des zones "géosynclinales intracontinentales". Il n'en est rien et il semble y avoir ici une contradiction.

En fait, tout réside dans la définition que l'on peut donner du géosynclinal et de ses dépôts. Si l'on suit V.V. BELOUSSOV (1960), on ne doit pas considérer un géosynclinal comme une fosse océanique extrêmement profonde, mais plutôt comme un bassin localisé, à très forte et très rapide subsidence, pendant un temps suffisamment long. Deux cas peuvent se produire alors, ou bien la colonne de sédiments s'installe directement sur un fond océanique basaltique, ou bien la fosse de subsidence conserve un substrat sialique qui peut éventuellement être "basifié" par la proximité de la couche basaltique. Dans les deux cas, l'évolution de ces fosses, par l'intermédiaire d'un "downbuckling" suffisant, lié selon toute vraisemblance aux mouvements tectoniques embryonnaires (sous-charriages...), puis par toute l'orogénèse ultérieure, entraîne des déformations du matériel et un accroissement de sa température. A ce niveau intervient la notion "d'effet de socle" récemment développée par M. FONTEILLES et G. GUITARD (1964). La montée des isogéothermes sera d'autant plus rapide et facilitée qu'au cours de sa progression il ne se produit pas de réactions endothermiques de transformations minérales. Si, à la base des sédiments, existe une masse sialique déjà évoluée, aucun déficit thermique ne sera enregistré, alors qu'au contraire s'il y a très vite des sédiments à transformer, une grande partie de l'apport calorifique sera utilisé et le gradient géothermique en sera abaissé.

On peut considérer que c'est ce dernier cas qui se produit dans la zone axiale des Schistes lustrés. Le Massif Dora Maira en constitue la bordure et puisqu'il a été soumis, lors des mouvements qui ont construit sa structure,

à un métamorphisme de températures relativement basses, on doit penser qu'il se situait pour la plus grande part dans le domaine propre de l'aire de subsidence. Cependant la masse des calcschistes, aujourd'hui disparus ou presque, recouvrait là un substrat sialique assez mince, si l'on se réfère aux considérations émises plus haut, car il était assez proche de l'axe géosynclinal. Aussi, dès que les transformations minérales de la couverture ont été suffisantes, ce qui a dû être assez rapide en raison de l'existence du socle sialique, le gradient géothermique a-t-il repris sa croissance. Ce qui explique le caractère tardif du réchauffement que traduisent les paragenèses minérales des faciès du massif, réchauffement qui n'a pu atteindre toute la masse des calcschistes et surtout pas leur zone axiale.

Pourquoi alors cette croissance thermique n'a-t-elle pas été plus importante ? Sans doute parce que la croûte sialique initiale était mince, dans cette région, en regard des masses sus-jacentes à transformer. Ce n'est que plus à l'Est que la croûte devait s'épaissir et pouvoir donner lieu à l'apparition de faciès plus "chauds" avec palingénèse éventuelle du tréfonds.

En résumé, le domaine Dora Maira doit être situé dans l'aire géosynclinale comblée par les calcschistes à ophiolites, mais sur une bordure de celle-ci où subsistait un socle sialique granitisé. Celui-ci devait prendre plus d'importance à l'Est, dans une région actuellement masquée sous les alluvions padanes, que l'on peut imaginer comme le prolongement effondré de la zone de Sesia-Lanzo. Le métamorphisme d'âge alpin affectant ces masses en cours d'évolution tectonique, correspond à l'existence du faible gradient géothermique des aires géosynclinales. Mais dès qu'une portion de socle primitivement cratonisé subsiste au creux du bassin de subsidence, la montée des isogrades se fait, tardivement, plus rapide. Il en résulte des paragenèses caractéristiques de cet accroissement thermique ultime qui, inexistant dans l'axe du domaine géosynclinal propre, à fond océanique, peut au contraire devenir important vers l'Est, lorsque la croûte sialique s'épaissit, et aller alors jusqu'à la palingénèse.

C - Evolution pétrogénétique des roches du Massif Dora Maira.

Toute l'évolution des roches du Massif Dora Maira peut être maintenant interprétée. Mais il est indispensable de souligner combien toute la première phase de cristallo-genèse au moins, est guidée par les déformations dont nous aborderons ci-après l'étude de synthèse. Ce sont d'abord les structures intrafoliales d'axe Est-Ouest qui induisent la disposition des minéraux en formation. Au fur et à mesure de l'évolution tectonique du massif et, en particulier, lors de sa progressive surrection finale, les axes de déformation (correspondant à des plis déversés vers l'Est et surtout à des failles à pendage ouest) deviennent méridiens. A leur tour, ces nouvelles directions, au moins à l'origine et avant de devenir essentiellement cassantes (déformations ultimes liées à l'effondrement padan), jouent le rôle de guides à l'égard de la cristallisation (linéations récentes Nord-Sud). Ici encore, ce sont les minéraux de la phase de hautes pressions du métamorphisme alpin, qui continuent d'être ainsi dirigés dans leur croissance. Il faut rappeler à ce sujet que ce cas, fréquent sur les bordures occidentales, l'est beaucoup moins sur le versant padan où les linéations méridiennes correspondent le plus souvent à des flexures tardives évoluant en fissures. On est donc ainsi amené à distinguer une légère différence dans l'évolution métamorphique des parties orientales et occidentales du massif. Elle semble ne rien devoir qu'à la durée des actions métamorphisantes. Les zones occidentales, peut-être parce que plus profondes et situées dans un domaine plus proche de l'aire géosynclinale s. str., étant en retard, du point de vue de la cristallo-genèse liée aux déformations ultimes, sur les régions bordières de la plaine. Mais cela tient peut-être également au fait que, dans ces dernières zones orientales, les déformations méridiennes sensibles sont uniquement celles de la surrection ultime du massif.

Les tableaux suivants permettent de schématiser cette évolution syncinématique des cristallisations, sur laquelle on reviendra dans le cadre de l'étude de l'architecture du massif. Il en ressort que la phase principale du métamorphisme d'âge alpin est celle qui doit être mise en relation avec la naissance de la foliation, c'est-à-dire la phase I. C'est à une conclusion semblable que parvenait L. VAN der PLAS (1959) dans la région de l'Adula.

Caractéristiques régionales et évolution du métamorphisme syncinématique du Massif Dora Maira.

Phases du métamorphisme d'âge alpin	Zone occidentale	Zone orientale
I : hautes pressions basses températures	Déformations intrafoliales transversales ("penetrative movements") Déformations souples méridiennes	
II : réchauffement	modéré	sensible
Mise hors d'action du métamorphisme	Cassures de surrection finale et effondrement padan tardif	précoce

Résumé de l'évolution métamorphique des roches du Massif Dora Maira

Constituants originels	Métamorphisme hercynien	Métamorphisme alpin I	Métamorphisme alpin II	Ensembles
Série mésozoïque calcschistes etc... et laves basiques calcaires et dolomies quartzites et grès		Amphibolites, Schistes lustrés, marbres, quart- zites à phengite, glau- cophane stilpnomélane, graphite, talc, trémolite	Idem + chloritisation (albite)	Ensemble des calcschistes
Série néopermienne grès, argilites microconglomérats		Quartzites et micaschistes à phengite, stilpnomélane chloritoïde (glaucophane)	Idem + biotite verte et acajou, clinochlore (albite) destruction partielle de I	Ensemble de Sampeyre
Série permienne volcano-détritique acide argilites et grès		Micaschistes et gneiss à phengite, épidote grenat (stilpnomélane, glaucophane) Porphyroïdes	Idem + biotite brune et verte grenat, chlorites, épidote amphibole bleue, albite destruction partielle de I	Ensemble de Dronero
Série carbonifère grès, conglomérats argilites charbonneuses (greywackes)		Micaschistes et gneiss à phengite, chloritoïde grenat, graphite (glaucophane)	Idem + biotite brune, clinochlore grenat, amphibole bleue albite destruction partielle de I	Ensemble graphitique de Pinerolo
Série dévono-carbonifère(?) (ou plus ancienne) grès, pélites, greywackes laves basiques	Gneiss et micaschistes à biotite et grenat Granitisation	Gneiss et micaschistes à phengite, chloritoïde grenat, épidote (glaucophane, jadéite) Orthogneiss Destruction presque totale des paragenèses antérieures	Idem + biotite brune, grenat clinochlore, amphibole bleue destruction partielle de I	Ensemble des gneiss glanduleux

III - ARCHITECTURE.

A - Les théories en présence.

Jusqu'à présent le Massif Dora Maira, considéré comme un dôme surbaissé mais régulier, analogue aux autres massifs cristallins internes des Alpes, n'offrait à l'interprétation qu'une alternative : ou il s'agissait d'un brachyantoclinal de socle autochtone, ou bien dans l'hypothèse nappiste d'Argand, il représentait la réapparition du dos de vastes plis couchés issus de la plaine du Pô sous la poussée du domaine insubrique, notion à vrai dire extrapolée sur les données de la région des Alpes pennines.

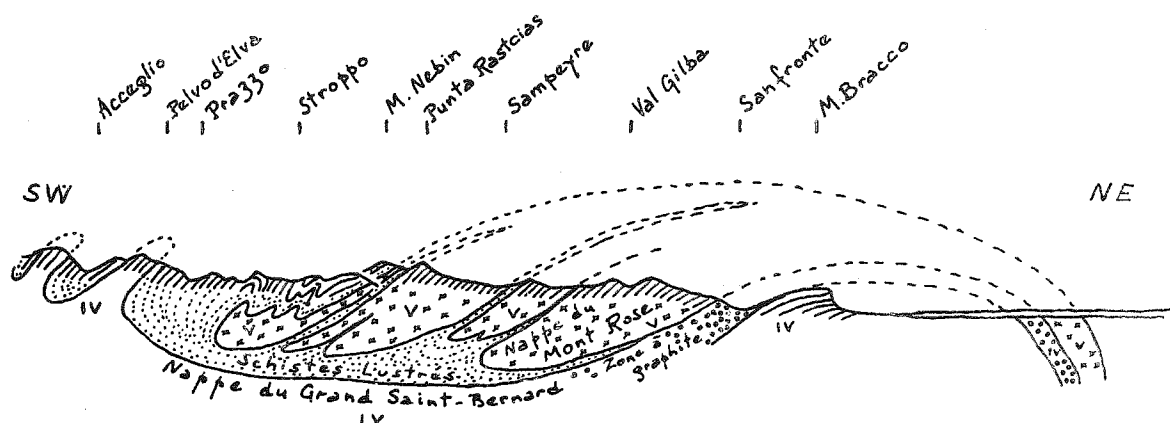


Fig. 62 - Coupe du Massif Dora Maira d'après Emile ARGAND.

On a parlé plus haut (voir page 8) de l'évolution des connaissances et des idées concernant la construction des édifices cristallins internes et de leurs places dans l'architecture de la chaîne alpine. Actuellement ni la théorie des immenses plis souples, continus des Alpes autrichiennes à la Méditerranée, que défendait E. ARGAND, ni celle des simples bombements anticlinaux de socle compliqués de petits replis satellites dont S. FRANCHI s'était fait le champion et qui a récemment été reprise par S. CONTI et R. MICHEL, ne paraissent satisfaisantes.

A l'encontre des idées de S. FRANCHI, tous les travaux récents prouvent indiscutablement que, sur le rebord briançonnais, il existe une nappe de recouvrement de Schistes lustrés, qui a débordé plus ou moins loin vers l'Ouest en provoquant diverses perturbations d'ordre structural et métamorphique (M. LEMOINE, F. ELLENBERGER, ...). Il est très vraisemblable que la nappe indubitable du Flysch à Helminthoïdes, partie loin en avant en Embrunais-Ubaye, a sa patrie au sommet des séries de Schistes lustrés (voir en particulier les travaux de Cl. KERCKHOVE). Il est certain maintenant (voir en particulier les études de J. DEBELMAS et de M. LEMOINE) que la plupart des structures déversées vers l'Est, à partir de la bordure interne de la zone briançonnaise, correspondent à une évolution tardive de l'orogénèse ("rétrocharriages"). La remontée en horst du Briançonnais coupe aujourd'hui de leur origine, les lambeaux de nappes superficielles avancés sur l'avant-pays.

D'autre part, l'hypothèse "cylindriste" d'ARGAND apparaît de plus en plus controuvée, avec la mise en évidence de discontinuités transversales à la chaîne alpine ou de plis d'accumulation isoclinaux et resserrés dans les

zones de "racines" (travaux de P. BEARTH, E. WENK et de leurs collaborateurs).

Malgré ces éclaircissements apportés par les travaux récents, on ne s'accorde pas encore sur le mécanisme de formation des rétrocharriages, ni surtout sur la disposition structurale des massifs cristallins internes qui ont dû cependant constituer la plateforme de départ des superstructures charriées. Outre les thèses des grands anticlinaux simples ou des gigantesques plis souples à têtes plongeantes qui gardent encore de farouches partisans, s'affrontent aujourd'hui deux théories qui font appel à d'importantes poussées tangentielles au niveau du socle, ou plus profondément encore.

La première de ces théories est celle d'A. AMSTUTZ (1951-55) pour lequel des courants subcrustaux de sens périodiquement inversé, entraînent la croûte sus-jacente et y créent des cisaillements. Du mouvement des masses de socle ainsi amorcé naissent des sous-charriages (subductions) dont le premier provoque un déversement, en une sorte de gigantesque faille inverse évoluée, en direction de l'intérieur de la chaîne. Par la suite, les inversions de subduction conditionnent le déferlement des superstructures vers l'Ouest, puis d'autres mouvements analogues compliquent encore l'édifice ébauché.

La deuxième dont F. ELLENBERGER a jeté les bases dans sa thèse (1958) mais qu'il a précisée récemment avec ses élèves (F. ELLENBERGER 1965, A. MICHARD 1965, J.P. BLOCH 1965), apparaît un peu comme une évolution des idées d'A. AMSTUTZ en ce sens qu'elle suppose l'intervention de grandes failles obliques chevauchantes. Cependant, le fait capital pour F. ELLENBERGER est que le premier cisaillement n'est plus déversé vers l'Italie (première subduction Grand Saint-Bernard sur Mont Rose), mais correspondrait à la deuxième phase d'A. AMSTUTZ : phase tangentielle en direction de l'Ouest. Ainsi se précise l'idée de la "happe charrie" de F. HERMANN, dont la géométrie, à la faveur de glissements imposés à une couverture stratifiée se décollant suivant ses joints de litage et venant se froncer en chevauchant l'avant-pays lui-même "raclé", évoque celle des structures austro-alpines.

Qu'en est-il exactement au niveau du Massif Dora Maira dont les faciès lithologiques et les unités structurales ont une disposition suffisamment complexe pour que dès l'abord on soit contraint d'imaginer des modifications importantes au schéma simpliste du brachyanticlinal ?

On ne peut nier que la forme ellipsoïdale que prennent les ensembles gneissiques au sein des masses mésozoïques des Schistes lustrés soit d'acquisition récente et corresponde au bombement accompagnant la surrection ultime de la chaîne. Quant aux épisodes antérieurs, les conceptions récentes développées par A. MICHARD (1965) découlent des théories "d'écaillage du socle pennique interne" de F. ELLENBERGER, en se calquant sur le canevas d'E. ARGAND : aux plis souples à têtes plongeantes, A. MICHARD substitue des lames de socle rigide où il distingue le "complexe du bas Chisone", unité inférieure comparable à la Nappe du Grand Saint-Bernard d'E. ARGAND par-dessus laquelle intervient, sur une semelle de quartzites et calcaires dolomitiques triasiques, la "nappe de la Varaita", analogue, à sa structure intime près, à la Nappe du Mont Rose. Toutes les autres unités marginales (Dronero, Sampeyre, écailles occidentales, etc) sont alors conçues comme les traces accessoires de rétroécaillages ultimes, analogues à ceux de la bordure orientale du Briançonnais, ou des "cisaillements auxiliaires, liés à la phase de charriage de la nappe de la Varaita". En accord avec ce schéma, A. MICHARD établit des distinctions dans la lithologie de ces unités. Le complexe du bas Chisone présenterait un Houiller développé sur un socle ancien, au contraire de la nappe de la Varaita, qui comprendrait surtout des masses de ce socle polymétamorphique directement recouvert par les sédiments volcano-détritiques permo-houillers.

Un tel schéma évolutif de l'architecture du Massif Dora Maira présente un certain nombre d'éléments séduisants et répond à plusieurs questions que ne permettait pas de résoudre l'hypothèse argandienne. La translation en masse de la lame relativement rigide de la nappe-écaille de la Varaita permet en particulier, d'expliquer l'absence, au moins apparente, de traces méridiennes qu'impliquait le déplacement vers l'Ouest des grandes structures souples d'E. ARGAND. Mais à l'examen on s'aperçoit que cette théorie néglige plusieurs faits d'importance capitale. Afin de trouver une explication à l'excès apparent de couverture par rapport aux socles actuelle-

ment disponibles, toujours invoqué dans les Alpes franco-italiennes, il faut chercher une autre raison que les grands recouvrements en nappes venues de l'Est.

B - Critique des théories et recherche d'éléments en vue d'une explication.

Au cours de l'examen critique des théories, schématisées ci-dessus, appliquées à l'architecture du massif et sa tectogenèse, apparaîtront quelques critères qui pourront servir à comprendre comment s'est construit l'édifice.

1 - Le dôme autochtone simple.

Une telle conception est fondée sur une observation incomplète, car la foliation régionale, née à la suite, ou pendant, d'intenses déformations, est seule responsable de la fallacieuse impression de dôme que laisse le massif ; en fait, les différents ensembles, d'âges variés, qui le constituent, sont intriqués en une série d'écaillés et de plis couchés, où les plus anciennes formations chevauchent souvent les plus récentes.

Ces seules observations permettent donc de repousser comme peu admissible l'idée d'anticlinal simple que suggère l'aspect du Massif Dora Maira, dont l'allongement méridien au sein des calcschistes ne correspond pas du tout en outre à sa structure intime qui est essentiellement Est-Ouest.

L'acquisition d'un aspect en coupole allongée, d'ailleurs rompue par la zone des plis d'affrontement du parallèle de Pinerolo, est donc récente. La foliation de plan axial qui matérialise cet aspect a presque partout dû se former subhorizontalement, lors de l'accumulation de plis isoclinaux intrafoliaux couchés, d'axes transversaux au dôme, et de la naissance des grands plans de chevauchement qui lui sont parallèles. Dans les sédiments, à l'intersection de la schistosité de plan axial devenue foliation et de l'ancien litage naît ainsi une linéation. Dans les anciens granites, en même temps que des étirements (sensibles aussi dans certains niveaux détritiques carbonifères : galets étirés), se produit une exfoliation des masses en voie de déformation, selon des plans qui miment le litage des sédiments sus-jacents. La foliation concomitante y crée les mêmes lignes. Celles-ci, initialement imprimées sur un plan horizontal, ont donc été déformées et leurs plongements actuels, surtout dans le Nord et le Sud du massif, démontrent le bombement tardif.

L'allure en terminaison périanticlinale qu'affecte l'affleurement allongé de l'ensemble graphitique sur la rive droite du Sangone, doit être rapportée au même phénomène : là, sur le flanc septentrional d'une vaste structure déversée vers le Sud, la foliation est parallèle à la stratification.

Enfin, un autre argument à l'encontre de l'hypothèse du dôme simple, est qu'elle ne permet pas de rendre compte de la disparité apparente entre les surfaces occupées par le socle d'une part, et par les superstructures d'autre part, en particulier celles constituées par les Schistes lustrés qui, charriés sur le Briançonnais, auraient glissé sur les flancs du brachyanticlinal. Il est vrai qu'en faveur d'un gain en superficie des Schistes lustrés existe la possibilité de nombreux décollements couches sur couches (ou feuillets sur feuillets dans les formations schisteuses) et que des étirements doivent étaler considérablement les dimensions initiales. En contre partie, il y a de multiples froncements et empilements de plis et de duplicatures de toutes sortes. Dans chaque cas il est probable que seule est concernée une tranche réduite de la suite des dépôts originels. Tout cela ne peut être chiffré, et au bout du raisonnement il reste peu de résultats concrets. Il faudrait utiliser une référence de volume, ce qui est bien difficile puisque l'épaisseur vraie de la pile de matériaux sédimentés sur le socle est inconnue. Aussi, pour l'instant, l'hypothèse d'un raccourcissement des masses de socle par rapport à ses couvertures, ne peut-elle guère être prise en considération.

2 - Les grandes nappes.

Parmi les critiques qu'on peut faire aux théories d'E. ARGAND, beaucoup perdent de leur portée à la suite des modifications apportées par F. ELLENBERGER et ses élèves aux géniales constructions du géologue suisse. Par

contre, d'autres objections subsistent dans les deux cas, et de ce fait il n'est pas nécessaire de les disjoindre.

L'hypothèse de la mise en place d'une grande nappe sialique, c'est-à-dire de la translation, sur plusieurs dizaines de kilomètres, d'une masse colossale extraite de la profondeur, par cisaillement de matériel rigide ou par plissement de masses souples (?), entraîne immédiatement deux questions relatives l'une au mécanisme d'un tel mouvement, l'autre à l'influence d'une telle nappe sur le substrat où elle progresse et qu'elle est susceptible de raboter.

Sur la transversale médiane du Massif Dora Maira, la nappe de la Varaita (ou du Mont Rose), surtout granito-gneissique, devrait avoir chevauché sur 15 à 20 km les masses de l'unité du bas Chisone (ou nappe du Grand Saint-Bernard), qui apparaissent entre Bobbio Pellice, où se rencontre le contact anormal jalonné par des Schistes lustrés, et la bordure de la plaine. Ce chiffre est un minimum, car si l'on referme par la pensée le contact anormal présumé, enfoui sous les alluvions du Pô, qui est suggéré par la disposition qu'il a au Nord et au Sud du massif (vers Cumiana et Saluzzo), il faut aller rechercher la zone origine du cisaillement à une vingtaine de kilomètres plus à l'Est. Si l'ampleur d'un chevauchement de sédiments de superstructures peut avoir un tel développement, une si grande envergure étonne lorsqu'elle intéresse un matériel cratonisé accompagné de sa couverture.⁽¹⁾ Ici il faut donc imaginer une faille inverse suffisamment plate le long de laquelle les compartiments jouent, l'unité du bas Chisone s'effondrant sous l'échelle de la Varaita qui la chevauche en s'élevant. Si l'on imagine très théoriquement un tel accident penté de 20° à 30° vers l'Est par rapport à l'horizontale, ce qui est déjà une faille très plate et peu courante, la flèche du compartiment oriental sur son homologue occidental atteindra 20 km lorsque l'effondrement sera de l'ordre de 10 km.

Ces chiffres, d'ailleurs minimaux, ne sont pas exagés en regard du métamorphisme qui affecte l'unité inférieure.⁽²⁾ Si l'on admet la possibilité d'un tel chevauchement, le mouvement relatif de la nappe par rapport à l'unité inférieure est finalement une translation d'Est en Ouest et la couverture coincée entre les deux masses sialiques, entraînée par le gignatesque couple, devrait se plisser suivant un axe méridien. Or il n'en est rien et dans la prétendue unité inférieure au contraire, se révèlent des plis intrafoliaux d'une remarquable et constante direction axiale Est-Ouest, où sont impliqués socle et sédiments carbonifères.

On pourrait objecter que le chevauchement s'est effectué dans un temps initial, puis que le métamorphisme de fortes pressions et les plis intrafoliaux transversaux associés, se sont produits après la mise en place de la nappe. Ce plissement transverse tardif est d'ailleurs celui qui est le plus couramment invoqué, ne serait-ce que parce qu'il affecte aussi la masse de la nappe des Schistes lustrés. Ainsi, ce serait sous le poids de l'unité chevauchante que se seraient effectuées les recristallisations selon un processus analogue à celui du "géosynclinal de nappes" de F. ELLENBERGER en Vanoise ou de R. MICHEL dans le Grand Paradis. On se demandera alors pourquoi les masses supérieures de la nappe ne sont pas reprises (avec les plis couchés petits et grands d'axe Est-Ouest, qui se répètent partout régulièrement) dans l'unité inférieure. Les horizons granito-gneissiques du Monte Freidour - Cugno Alpet ne peuvent être autre chose que des éléments du socle de l'ensemble graphitique, donc de l'unité inférieure. Tous sont impliqués

(1) - Dans les Alpes orientales (nappe de l'Oetzal par exemple) des nappes de socle en lames gigantesques, sont admises. Est-ce une raison suffisante pour extrapoler sur ces données un schéma d'ailleurs controversé ?

(2) - Si l'on s'en tient aux chiffres, très théoriques, choisis ci-dessus, l'érosion a, fort à propos, déblayé aujourd'hui les 7 à 8 km des masses surtout gneissiques et granitiques de la nappe (?), et dans l'Est du massif seule l'unité inférieure affleure. Les paragenèses qui y sont présentes s'accommoderaient fort bien (et jusqu'en bordure de la plaine, là où la nappe devait être la plus épaisse) d'une telle surcharge, surtout sous un faible gradient thermique. De même, on a constaté que les minéraux caractéristiques d'un domaine métamorphique de hautes pressions, sont nés au cours de déformations intenses, avec les plis intrafoliaux. Seulement, ces plis qui guident l'orientation des minéraux en voie de formation, sont transversaux.

dans les déformations transversales. On se trouve ainsi devant le dilemme : lors du métamorphisme, ou bien la nappe n'existait plus, et alors qu'elle était la raison des fortes pressions ? ou bien la nappe était présente, mais n'a pas été replissée avec le substratum sur lequel elle vient reposer, ce qui paraît curieux. Une fois encore, l'érosion est peut-être intervenue, effaçant les zones où nappe et unité inférieure étaient replissées ensemble.

Voilà une action érosive qui permettrait d'éluder quelques questions embarrassantes. Mais elle n'explique pas pourquoi, lorsqu'on peut suivre les chevauchements avec leurs jalons de roches mésozoïques, les plans de contacts anormaux ne sont affectés que par le seul bombement ultime, qui ploie aussi la foliation régionale en une grande voûte. Jamais de tels plans ne sont replissés sur eux-mêmes à la manière des roches avoisinantes, aux empilements en accordéon. L'aspect sinueux de leurs contours, ainsi que le montre la carte, peut toujours être expliqué par la topographie, ce qui prouve que ce sont des surfaces simples. On peut même ajouter que les matériaux mésozoïques coincés ainsi entre deux unités gneissiques sont, comme tous les constituants du massif, replissés sur eux-mêmes, à l'intérieur de la bande pincée. Ces plis sont intrafoliaux et la foliation, (leur plan axial) est identique à celle des faciès homogènes voisins et parallèle au plan de chevauchement. Les axes et les linéations sont naturellement à peu près Est-Ouest. Il faut donc que tous les plis transversaux isoclinaux et aplatés se soient développés durant la phase où se produisaient les chevauchements et le métamorphisme. Puisque ces structures guidant les recrystallisations ont constamment une direction sensiblement Est-Ouest, les chevauchements n'ont pu se produire suivant une translation d'Est en Ouest.

Parmi les arguments jadis invoqués par S. FRANCHI pour réfuter la théorie des nappes, il en subsiste peu actuellement (passages latéraux de faciès par exemple). Et, si l'on admet les épisodes de bombement ultime, le fait que les chevauchements et la plupart des plans structuraux aient un pendage vers l'Ouest, n'a plus maintenant qu'une faible valeur. Par contre, il est évident que les théories nappistes ne tiennent pas compte des deux sens de déversement des plis internes du Massif Dora Maira : couchés vers le Nord, dans sa partie sud et au contraire déversés vers le Sud, dans les zones septentrionales. Ces structures, on l'a déjà discuté, appartiennent au faisceau de plis d'axes transversaux incompatibles avec l'idée d'une translation de matériel suivant une direction Est-Ouest, ces aspects ne peuvent pas du tout être expliqués dans l'optique des grandes nappes d'origine padane. On a tenté d'y voir, comme au Mont Emilius (Val d'Aoste) et dans le pli transversal d'Antronapiana (Mont Rose), une "composante longitudinale de compression... réductible au déversement unilatéral des plis-nappes en direction de l'Ouest" (E. ARGAND), ou bien "un débordement ou écoulement transversal postérieur" (à la phase de plissements longitudinaux d'Est en Ouest) (A. AMSTUTZ). Dans le Massif Dora Maira cela pourrait peut-être se concevoir si ces plis comme tout le faisceau transversal n'étaient pas contemporains du métamorphisme. On se heurte donc à la même impossibilité que ci-dessus. (1)

Enfin, un dernier point ne semble pas coïncider avec les faits dans la théorie des cisaillements. Les données géophysiques et les observations de terrain montrent que, sur les limites internes de la chaîne alpine, les plans des grandes fractures profondes sont soit subverticaux, soit pentés en direction de la montagne (limite de la zone d'Ivrée par exemple). C'est pour ces raisons que les zones de racines dessinées sur les profils d'E. ARGAND suggèrent un jaillissement en champignon des matériaux charriés avant leur expansion vers l'extérieur en masses subhorizontales. Dans cette hypothèse, c'est le coup de boutoir de la zone insubrique, appliqué à la base des masses alpines, qui fournissait une explication. Dans la théorie des cisaillements de F. ELLENBERGER - A. MICHARD, pour expliquer la surrection d'une lame de socle rigide l'accident initial devait nécessairement être

(1) - Pour F. ELLENBERGER (1958) l'étude détaillée, en Vanoise, des linéations et plis transversaux plus ou moins scellés par la cristallo-genèse, montre que ces structures sont indépendantes et postérieures à la mise en place des nappes. Il explique ce fait (op. cit. p. 387) parce que dans "la tectonique de nappes les efforts se dépensent en mouvements", alors que dans "le bâti presque achevé... il y a une mise en tension généralisée sous triple étreinte". Cependant cet auteur admet aussi (p. 392) que les linéations transversales sont d'un stade précoce dans l'orogénèse et sont déformées ou cisailées. Devant l'équivoque il est amené à conclure, comme le firent aussi les chercheurs de l'école de Göttingen (N.D. CHATTERJEE 1963) que le plissement d'axe Est-Ouest s'est produit après la mise en place des nappes par serrage de l'édifice, mais que les dernières déformations alpines ont remanié cette disposition.

à pendage est. Même en admettant que la surrection ultime de la chaîne ait redressé de façon considérable ce plan de faille inverse, on comprend mal qu'il ait pu aller jusqu'à un renversement du pendage. Donc, s'il y a eu fracture initiale, son plan était plus probablement incliné vers l'Ouest, sous la chaîne embryonnaire, ce qui rend impossible un chevauchement de masses de socle d'Est en Ouest. (1)

Rappelons les observations géophysiques récentes sur les Alpes occidentales, qui conduisent à des modèles où les failles profondes disparaissent sous les Alpes (surface d'Ivrée). Ce schéma est également une règle dans les chaînes péripacifiques. Du côté interne, sur la face pacifique, les Andes, par exemple, sont limitées par une gigantesque fracture qui s'enfonce sous le continent.

Quant à l'impulsion de départ des cisaillements, on ne peut plus admettre maintenant que son moteur ait été l'emboutissement de "l'Europe par l'Afrique" (des Alpes par les massifs insubriques) qu'invoquait E. ARGAND. On envisage alors, en adaptant les théories de J. GOGUEL (1963), que "le bloc ligure s'est déplacé du Sud vers le Nord en emboutissant le bloc padan qui s'écaillerait à rebours" (J.P. BLOCH 1965). Ce bloc padan, aurait donc provoqué des écailles chevauchant les massifs de Ligurie en une translation relative du Nord vers le Sud, pour donner par contre-coup des écailles chevauchant d'Est en Ouest les zones occidentales des Alpes graies et cottiennes. On aboutit ainsi à une dualité des mécanismes assez contradictoire : l'effort invoqué mène d'abord à des sous-charriages, puis se répercute plus loin, perpendiculairement à sa direction initiale, par des charriages vrais. Il est assez étonnant de concevoir ainsi que le bloc déplacé puisse aussi bien être propulsé par-dessous les masses avoisinantes que par-dessus.

La multiplicité des points de vue, partiels et contradictoires, suffit à montrer qu'il est bien difficile d'appliquer les hypothèses de grandes nappes au domaine Dora Maira. Il existe cependant au sein de ce massif de nombreux chevauchements. Devant la carence apparente des théories en présence, que peut-on proposer pour expliquer cette architecture compliquée ?

C - Un essai d'explication.

1 - Les faits à retenir.

Un certain nombre d'observations ne pouvaient être expliquées par les différentes théories précédemment analysées. Il faut tenter maintenant de les intégrer à un système qui tienne compte de tous les faits en présence. L'argumentation est d'abord fondée sur un constat d'inexistence de traces de mouvements d'Est en Ouest (P. VIALON 1962 a) et sur la mise en évidence d'un processus pétrogénétique syncinématique (J. GROLIER et P. VIALON 1964). Chemin faisant, on s'apercevra qu'il faut également tenir compte des étages tectoniques où se produisent les déformations. Cela revient à établir des distinctions dans le matériel qui subit les efforts en fonction de son cadre paléogéographique (masses de Dora Maira proprement dites, domaine géosynclinal s. str., bordure du "horst" briançonnais, etc). On sera ainsi amené à dissocier les masses de "socle" (socle hercynien avec sa couverture jusqu'au Trias siliceux) de leur "superstructure" métamorphique (Schistes lustrés) et de la "supersuperstructure" vraisemblablement représentée par les Flyschs.

a) Sédimentation

Les ensembles "intermédiaires", antérieurs aux calcschistes mésozoïques, du Massif Dora Maira, se sont déposés sur un socle hercynien en grande partie arasé. On a toutes les raisons de croire que ce soubassement comportait une

(1) - En Briançonnais, les travaux de J. DEBELMAS (1963) montrent d'ailleurs que les rétroécaillages dont les plans de cassure ont évidemment un pendage vers l'Ouest, succèdent immédiatement au charriage des Schistes lustrés. Ils sont donc indépendants des surrections récentes et leur déversement vers l'Italie est surtout le reflet d'une disposition initiale des plans d'écaillage, refoulés par l'arrivée des calcschistes.

série de dépressions alignées selon la direction de ses vieux accidents. La disposition de ceux-ci devait dessiner un réseau comparable à celui qu'offrent des plateformes comme le Massif Central français, c'est-à-dire selon les deux directions principales, varisque et bretonne. Comme sur ces vieilles plateformes, les dépressions ont guidé la sédimentation des matériaux détritiques du Carbonifère. C'est dire que les bassins limniques ainsi constitués avaient une orientation sensiblement N 120° - 130° E et N 60° - 70° E. La sédimentation, dans de telles petites fosses probablement assez discontinues, s'accompagnait de phénomènes de subsidence pouvant donner lieu à des glissements du matériel en voie de diagenèse et à des slumpings à l'image de ceux que l'on connaît dans le bassin houiller de Saint-Etienne. Ces déformations synsédimentaires devaient être guidées par les bordures des bassins et correspondre aux directions de leur allongement.

Les dépôts ultérieurs, jusqu'aux sédiments triasiques, respecteront dans ses grandes lignes ce canevas hercynien dont les formes peuvent être plus ou moins rajeunies dans les phases ultimes de l'orogénèse du Paléozoïque terminal. Durant toute cette période, les roches qui se forment sont surtout détritiques, ou mêlées d'émissions volcaniques acides. De toutes façons, elles constituent une suite à caractéristiques physico-chimiques voisines, qui se répercuteront sur sa manière de réagir aux sollicitations mécaniques à venir.

Au contraire, avec la sédimentation des calcschistes intervient un matériel qui a recouvert, sans distinction, tout le domaine Dora Maira, en se calquant évidemment, au moins à sa base, sur la morphologie de son substratum hercynien et détritique intermédiaire. De plus, ce matériel souvent calcareux, aura des caractéristiques mécaniques fort différentes de celles des masses sous-jacentes. Cela aussi aura des répercussions structurales.

En définitive, si l'on admet que la masse des calcschistes représente bien les sédiments du domaine géosynclinal, il faut penser que les zones les plus basses de celui-ci épousent plus ou moins les formes de l'ancien continent enfoui. En d'autres termes, la "fosse" géosynclinale dessine, au moins sur ses bordures, les contours compliqués des bas-fonds de son substratum. Ces contours sont un héritage des vieilles directions hercyniennes.

b) Métamorphisme.

Si on laisse de côté les recrystallisations anciennes - qui, en l'occurrence, n'ont de rôle à jouer que par leur préexistence lors des transformations d'âge alpin - on constate que la phase principale de métamorphisme, correspond à l'apparition de minéraux de hautes pressions et basses températures. C'est un caractère des zones à faible gradient géothermique, habituel dans les aires géosynclinales.

Cette phase de recrystallisations voit toujours ses minéraux guidés dans leur croissance par des plans et des lignes qui naissent progressivement avec des déformations en plis et écaillages. Une évolution (que suit la cristallogenèse) se fait vers une accumulation des matériaux déformés en plis isoclinaux couchés, empilés les uns sur les autres. La foliation régionale en résulte, induite d'abord par tous les feuilletages de la roche, y compris le litage sédimentaire, puis, presque uniquement par la schistosité de plan axial de toutes ces structures dont les axes, par interférence des déformations guidées par les directions initiales, se répartissent suivant un éventail allant de N 60° E à N 120° E. La linéation qui se dessine ainsi, est un reflet exact de ces axes de plissement.

Alors que la zone orientale du massif subit un réchauffement bien classique dans les domaines bordiers des aires géosynclinales, et qui entraîne la création de nouveaux minéraux très peu soumis aux directions structurales, la région occidentale elle, persiste à conserver des paragenèses de hautes pressions. Mais, en même temps, les directions de plissement s'infléchissent progressivement dans ces zones jusqu'à devenir perpendiculaires aux précédentes. C'est alors que la zone orientale est mise hors des conditions permettant le métamorphisme. Avec quelque retard, les roches des bordures occidentales suivent la même évolution, non sans passer, elles aussi, par un stade de réchauffement plus modéré.

Tous les ensembles du massif ont subi, à des degrés divers, le même type de transformations syncinématiques.

c) Structures.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne connaît pas d'indices structuraux qu'on puisse sans équivoque rapporter à l'ancien socle. Les structures alpines les ont totalement oblitérés, ou se sont calquées sur les anciennes de façon exacte. Cependant les éléments qui prévalent dans le Massif Dora Maira sont des plis de toutes tailles, dont les directions axiales s'organisent sur tout un éventail allant de N 60° E à N 120° E. Ces formes, souvent associées à des chevauchements ou écaillages parallèles aux plans axiaux des plis souples, intéressent tous les ensembles, depuis le socle hercynien jusqu'aux niveaux mésozoïques. Les masses de socle écrasent entre elles des éléments de leur couverture dans laquelle elles tendent à se ficher en échardes plus ou moins volumineuses. On aboutit à une architecture fort comparable à celle des massifs cristallins externes des Alpes, où des "synclinaux" houillers, ou même mésozoïques, sont coincés ainsi entre les failles des matériaux granito-gneissiques de leur substratum. A ce titre, la direction des plis transversaux du massif paraît bien un héritage de l'ancien canevas faillé du socle. Si l'on se rappelle que la sédimentation carbonifère, et peut-être ultérieure, a été guidée par ces mêmes sutures, on devra voir dans cet "épisode transversal" un héritage de la structure ancienne qui ainsi apparaît en filigrane. On peut se demander si la phase précoce de l'orogénèse alpine, qui donne en Dévoluy par exemple des plissements de direction analogue, n'a pas les mêmes causes profondes.

Cet épisode de plis transversaux, auquel est liée la recristallisation métamorphique principale, développait ainsi une masse de plis empilés les uns sur les autres; plus ou moins franchement cisailés, avec un déversement centripète en direction d'un axe traversant le massif suivant le parallèle de Pinerolo. C'est là, dans une bande où les deux directions de plissement N 60° et N 120° interfèrent, que se produit un affrontement des déversements antagonistes d'où il résulte un style en anticlinaux éjectifs d'axe très exactement Est-Ouest.

Cette phase se termine par un basculement en masse de tout le bâti vers l'Ouest. C'est dans cette direction que les axes des structures transversales initiales s'annoient. Ce phénomène s'accompagne d'une torsion des axes de plis transversaux qui, sur les bordures occidentales du massif, tendent progressivement à s'organiser suivant une direction méridienne. Ces structures qui deviennent longitudinales sont d'abord d'un type souple à déversement toujours centripète et sont scellées par les paragenèses métamorphiques car elles guident encore la croissance de minéraux en voie de formation. Mais très vite elles prennent un style cassant, hors du domaine des recristallisations, avec naissance de failles dans le domaine des Schistes lustrés et la bordure occidentale du massif. Sur la face padane des accidents similaires, ou des flexures, indiquent un effondrement des zones orientales.

d) Autres observations.

Dans la majeure partie des Alpes franco-italiennes, la masse des calcschistes obéit aux mêmes lois des structures intrafoliales transversales, progressivement reprises et remplacées par des plis et surtout des cassures et écaillages méridiens. Le fait important est la généralité du métamorphisme syncinématique marqué par les multiples plis intrafoliaux d'axes N 60° E à N 120° E.

Si l'on admet que le Flysch à Helminthoïdes est bien la couverture des Schistes lustrés, coupée de ses origines par la surrection tardive du horst briançonnais, il est intéressant de remarquer que les masses gréseuses de l'Embrunais-Ubaye contiennent de nombreux replis de direction transversale. (*) Ces structures, que l'on

(*) - Cet argument d'homoaxie implique l'hypothèse que la translation de la nappe du Flysch n'a été accompagnée d'aucun mouvement parasite de rotation. Cela semble admissible. Mais on peut également concevoir que c'est lors de la translation en masse du Flysch que se développaient les plissements "transversaux".

attribuait jadis à des déformations mal réglées parce que superficielles, sont en fait reprises par un plissement régulier d'axe parallèle à la direction de la chaîne. Une schistosité de flux y est liée, elle est peut-être imposée par un jeu tardif des masses briançonnaises.

A propos de ces dernières, le fait à souligner est leur surrection, après le passage de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, laquelle entraîne sur leurs marges orientales des rétroécaillages, d'est-à-dire des déversements en direction de l'Est. Ceux-ci sont-ils des renversements des structures qui préalablement se déplaçaient vers l'Ouest ? C'est possible en ce qui concerne les matériaux souples (Mésozoïque s. l., Schistes lustrés compris), mais après les observations de J. LE GUERNIC (thèse III^e cycle, Grenoble, 1966), on doit se demander s'il en est toujours de même au niveau du soubassement permo-triasique siliceux. Cet auteur a en effet décrit, sur la bordure interne de la zone du Roure, plusieurs écailles de conglomérats et quartzites, qui sont toutes en position normale (à l'endroit), bien qu'empilées à la manière de cartes à jouer, les plus orientales se glissant sous les plus proches du domaine briançonnais.

Il est certain que les "rétroécaillages", qui prévalent vers l'Est à partir de la bordure du horst briançonnais, remanient un matériel recristallisé durant "l'épisode transversal". Ils s'associent cependant aussi à une faible cristallogénèse guidée par la disposition méridienne de leurs éléments structuraux (M. GAY, 1964).

Enfin, il est non moins certain que, sur une bonne partie du domaine briançonnais, est intervenue une nappe de Schistes lustrés. Les matériaux de cette nappe devaient déjà avoir, avant l'avancée vers l'Ouest, une structure compliquée. Ne retrouve-t-on pas dans les klippes avancées du recouvrement (Mont Jovet), une suite de niveaux qui n'est pas nécessairement la partie récente de la pile de sédiments mésozoïques, bien qu'elle en constitue les termes les moins recristallisés ? L'arrivée de cette nappe sur son nouveau substratum y a provoqué un complet démantèlement des anciennes structures et un métamorphisme (F. ELLENBERGER 1958). Le matériel provoquant la charge de ce "géosynclinal de nappes" était-il ou non déjà métamorphique ? On a admis jusqu'alors, avec F. ELLENBERGER, que les masses de calcschistes sont devenues des Schistes lustrés en même temps que se métamorphisait leur avant-pays, c'est-à-dire après leur arrivée en nappe sur le Briançonnais. Il faudrait donc croire que le recouvrement est à la fois cause et résultat du métamorphisme...

On se heurte là à plusieurs contradictions. Il est assez normal que la couverture briançonnaise sous la charge reçue recristallise en des paragenèses indiquant un métamorphisme de hautes pressions (glaucofane, stilpnomélane, lawsonite, etc). Mais quelle charge invoquer pour expliquer les associations minérales identiques dans la masse même des calcschistes qui justement provoquent les hautes pressions ? On a dû faire intervenir l'érosion, qui aurait enlevé toute la partie supérieure de la nappe. Elle n'a pu être que considérable, même si l'on admet, ce qui paraît justifié, qu'au poids des matériaux accumulés et, compensant leur épaisseur peut être insuffisante, s'ajoutaient les effets de la tension due aux déformations. En effet, entre les parties hautes de la nappe des Schistes lustrés et ses parties basses, il n'y a pratiquement aucune variation du degré de métamorphisme. Toutes les tranches supérieures, recristallisées dans une ambiance de moindres pressions au sommet des masses de recouvrement, devraient donc avoir disparu. Cela paraît étonnant, surtout quand on considère le court laps de temps qui sépare l'arrivée de la nappe et le métamorphisme concomitant, du dépôt de roches à glaucofane intra-alpines dans les sédiments détritiques du démantèlement initial de la chaîne. Entre le Priabonien supérieur - Sannoisien (arrivée de la nappe et métamorphisme) et le Sannoisien supérieur (bassin de Barrême : voir J.C. CHAUVEAU et M. LEMOINE, 1960), l'érosion aurait dû atteindre les faciès profonds remaniés par les recristallisations de hautes pressions.

Aussi s'achemine-t-on vers l'idée que le métamorphisme permettant la cristallisation, dans les calcschistes, de minéraux comme le glaucofane, a été plus précoce. La masse des Schistes lustrés aurait pu être ce qu'elle est avant même son déferlement sur le Briançonnais. Le matériel de recouvrement, aux structures déjà complexes héritées d'une première phase de métamorphisme syncinématique, s'étalerait alors sur l'avant-pays, en repoussant vers l'extérieur de la chaîne (Mont Jovet) ses niveaux les moins métamorphiques, mais non nécessairement les plus récents. Cet afflux crée le "géosynclinal de nappes" qui provoque sous les masses en déplacement les déformations et recristallisations oligocènes que l'on connaît. Toutes ces transformations deviennent le résultat d'une

évolution alpine récente qui n'est qu'une simple conséquence de phénomènes antérieurs et relativement autonomes ayant affecté le matériel de la nappe de recouvrement. (*)

L'évolution alpine antérieure appartient en propre au développement des aires les plus internes. Il serait vraiment bien étonnant, puisqu'on a pu admettre qu'un matériel accumulé en "géosynclinal de nappes" crée des conditions favorables au métamorphisme, que le même matériel empilé dans son bassin de subsidence ne provoque pas des recrystallisations analogues. Cela paraît particulièrement probable lorsqu'on sait qu'à la pression des sédiments géosynclinaux s'ajoutent les effets d'importantes déformations intéressant tous les matériaux accumulés jusqu'au substrat hercynien qui impose ses lignes directrices aux structures naissances.

2 - Schéma de l'évolution orogénique alpine du Massif Dora Maira

L'évolution alpine du Massif Dora Maira a dû commencer très tôt, et tout d'abord par une réactivation des bases de l'édifice géosynclinal. Ainsi peut-on imaginer que rejouent les vieilles failles de socle qui avaient guidé la sédimentation des séries détritiques et volcano-détritiques intermédiaires. Leur disposition et de celle des structures synsédimentaires, conditionnent la formation des plis dont la direction est ainsi un reflet du passé.

Dans les zones profondes, soumises aux efforts en cours, apparaissent les premiers minéraux de hautes pressions et basses températures. La cristallo-genèse va se poursuivre tout au long de ce stade de l'évolution structurale, en se calquant sur les formes progressivement acquises par le matériel qui se déforme. Ce sont d'abord les premiers plans de cohésion minimale, c'est-à-dire les litages sédimentaires encore ployés en plis simples, qui servent d'inducteurs aux cristallisations. A mesure que, sous l'influence des mouvements différentiels des masses de socle, les plis deviennent plus serrés et isoclinaux, une schistosité naît et son feuilletage dirige à son tour l'orientation des minéraux : la foliation régionale apparaît.

Les déformations se répercutent d'autant plus loin vers le haut, dans les sédiments proprement géosynclinaux, qu'elles sont plus intenses en profondeur. La recrystallisation suit le même développement, gagnant progressivement de bas en haut jusqu'aux couches où ni la pression ni la température ne sont suffisantes pour provoquer la naissance de néominéraux. Les déformations affectent toutefois les sédiments les plus élevés, en cours de dépôt. Ces derniers, qui pourraient être constitués par le Flysch à Helminthoïdes, faciès syntectonique s'il en est, en héritent leurs caractéristiques sédimentologiques ainsi que leurs multiples replis dont les axes sont commandés par la direction profonde des structures en évolution.

Mais cette activité des zones profondes ne s'arrête pas là. Les fractures principales cernent de grands blocs dont les limites coïncident avec celles des grands accidents hercyniens, sensiblement N 60° E et N 120° E. L'un de ces blocs doit correspondre à la plus grande partie du Massif Dora Maira. Sa forme en triangle a une pointe tournée vers l'Ouest, lieu de convergence des deux systèmes de fractures. La masse ainsi délimitée apparaît comme un môle dont l'axe se situe à peu près sur une transversale passant à la latitude de Pinerolo. Dans toute cette zone, une double famille de plis, parallèles à ses bordures, se déversent en direction de l'axe, en interférant les uns avec les autres jusqu'à s'affronter directement, et créent de cette façon le canevas du dôme de foliation de plan axial ouvert sur la face padane.

(*) - Il convient de remarquer qu'en Vanoise (F. ELLENBERGER 1958), sur la marge orientale du Briançonnais, comme dans les masses de la nappe des Schistes lustrés (N.D. CHATTERJEE 1963 ; M. GAY 1964) la cristallo-genèse s'est effectuée en plusieurs phases successives. F. ELLENBERGER (op. cit. p. 389) distingue en particulier "plusieurs poussées successives de glaucophane" et note (p. 392) qu'il existe une "phase relativement ancienne du métamorphisme" liée à des structures transversales. Si l'on met ces observations en parallèle avec les indications données plus haut (voir note infrapaginale p. 269) on verra qu'elles ne recèlent pas de contradiction avec l'hypothèse d'un métamorphisme antérieur au charriage des Schistes lustrés. La thèse soutenue ici, tient compte en effet de la torsion, dans les zones plus externes de la chaîne, de toutes les linéations transversales. Leur arrangement en "couloirs" est probablement aussi un reflet de cette ancienneté, attestée en outre par les déviations locales de ces couloirs. L'indépendance des lignes minérales vis-à-vis de la tectonique en nappes, toujours soulignée par F. ELLENBERGER, trouve ainsi une explication.

Au fur et à mesure de la réorganisation du matériel de ces différents blocs de la couverture qui se coince entre eux, se produisent des mouvements verticaux. Ils tendent à constituer un glacis incliné vers l'Ouest, direction selon laquelle s'envoient les structures transversales du Massif Dora Maira. Grâce à cela, toute la partie haute et plastique de la couverture mésozoïque, en grande part transformée (plis et recristallisations), va subir une translation en direction de l'extérieur de la chaîne. Ainsi les parties orientales du domaine Dora Maira, moins chargées, vont voir apparaître une déstabilisation des minéraux de hautes pressions initiaux. Avant que les effets calorifiques ne soient totalement dissipés, naissent aussi des cristaux peu orientés, dont la cristallisation aurait pu se produire dans la phase antérieure si les pressions n'avaient pas été si élevées.

Du côté occidental, les masses en déplacement vers l'Ouest maintiennent les zones basses dans un domaine de hautes pressions où persiste le métamorphisme. Ses zones les plus élevées, toujours hors d'atteinte des recristallisations (Flysch), se décollent de leur base recristallisée (Schistes lustrés) au niveau du front supérieur de métamorphisme. Elles pénètrent loin sur l'avant-pays où leur arrivée interrompt la sédimentation (C. KERCKHOVE, 1964). Avec quelque retard, le Briançonnais est recouvert et ses bordures internes le sont par les Schistes lustrés. Cette région est déjà un peu soulevée et localement en partie érodée. Par son arrivée la nappe y crée les conditions du "géosynclinal de nappes", qui permettent les recristallisations dans le nouveau substratum.

Par contre, les zones profondes de la nappe de masses plastiques en mouvement vers l'Ouest, sont freinées par la proximité des masses siliceuses sous-jacentes (à partir des quartzites du Trias inférieur). En l'absence de lubrifiant le long de la surface de décollement et à cause de leur "compétence", ces niveaux résistent à la contrainte du mouvement tangentiel. Assez loin de la marge interne du Briançonnais, les bases de la nappe vont se heurter aux reliefs profonds de ces sédiments du Mésozoïque débutant, ou même de leur socle, restes d'une paléogéographie complexe. Ce sont autant d'obstacles à l'avancement du matériel charrié. Aussi le glissement vers l'Ouest déchaussera-t-il ces écueils sur leur face amont (Est). Le matériel souple en déplacement s'insinue dans l'hiatus créé et peut aller jusqu'à soulever des sortes de copeaux de son substratum. Des lames de quartzites, et même de leur socle, sont ainsi à demi arrachées et s'empilent les unes contre les autres à la manière de cartes à jouer, sous l'effet des petits sous-charriages successifs. Entre les lames, plus ou moins inclinées vers l'Ouest, mais restées en position normale, des Schistes lustrés peuvent s'insérer. Ils sont coincés sous chaque faille inverse de direction Nord-Sud et dessinent de pseudo-synclinaux méridiens, pendant que les crêtes des écaillles ainsi rebroussées, simulent des têtes anticlinales déversées vers l'Italie.

Lorsqu'on se dirige vers le Massif Dora Maira, une telle image persiste mais tend à se calquer sur la forme des blocs de socle et du matériel qui y adhère. La structure vient ainsi se raccorder aux plis et écaillages déversés vers le môle axial du bloc Dora Maira. Toutefois, en raison du sens de glissement des superstructures vers l'Ouest, les écaillles de refoulement viennent tronquer les pointes occidentales du bloc, suivant un plan méridien. Cette évolution est telle qu'elle continue très naturellement celle des structures qui épousent plus exactement la forme des anciennes fractures de socle, dessinant ainsi un arc qui de loin paraît ininterrompu.

Cet épisode de l'orogénèse se clôt avec l'arrêt du glissement des nappes. Dans la masse même de celles-ci, comme sur son substratum, il en résulte une sorte de bourrage. Les phénomènes de refoulements antérieurs en sont exagérés : c'est le vrai rétrocharriage, réponse immédiate au gigantesque coup de frein imposé à l'avancée vers l'Ouest de la masse des Schistes lustrés.

De proche en proche le contre-coup s'en répercute jusqu'aux bordures occidentales du Massif Dora Maira. La phase de métamorphisme de hautes pressions guidée par des structures méridiennes s'y achève. Puis au fur et à mesure commence le bombement ultime du massif, de souples qu'elles étaient, les déformations deviennent cassantes. En même temps, les recristallisations cessent suivant un processus analogue à celui qui s'était produit peu avant sur la face padane, lors du soulèvement initial. La dernière réaction est l'effondrement de la plaine du Pô. Un réajustement isostatique lui fait suite. Le Massif Dora Maira accuse sa surrection tout en se fissurant, exagérant ainsi sur ses bordures le redressement de toutes les structures antérieures.

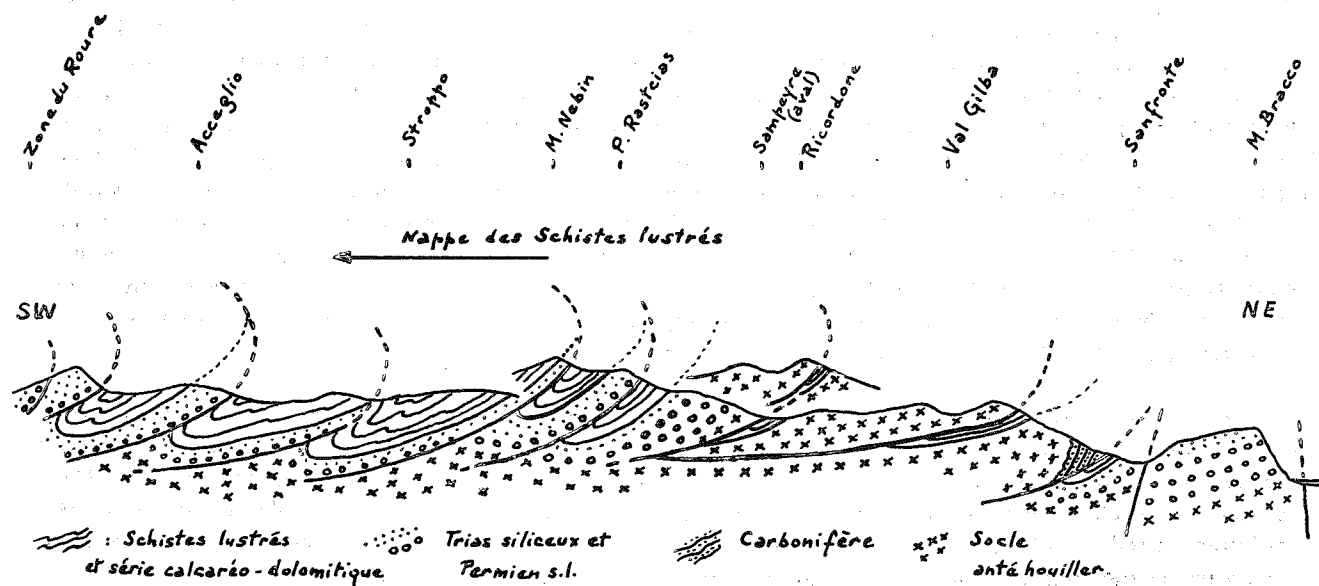


Fig. 63 - Coupe schématique interprétative de la structure des Alpes cottiennes de la plaine padane au Briançonnais.

IV - CONCLUSIONS.

A - Histoire de l'évolution géologique du massif.

1 - Chronologie des événements

Le socle du Massif Dora Maira est constitué par des formations à faciès "culm" : au Dévono-Carbonifère, ou plus tôt encore (*), ce sont des sédiments gréséo-pélitiques et des greywackes qui se déposent, en même temps que se produisent des éruptions volcaniques basiques dans le bassin de sédimentation.

Aux temps hercyniens, selon toute vraisemblance, ce matériel est métamorphisé. La biotite, le grenat almandin, un silicate d'alumine (?) et un plagioclase $An > 10$ (?) apparaissent alors. A la même période, ou peu de temps après, intervient une granitisation du vieux bâti, en plusieurs étapes. Les gneiss et micaschistes sont d'abord traversés par des filonnets leucocrates de matériel alcalin donnant des faciès de "migmatites hétérogènes" (Pellice). Par la suite, un granite de composition monzonitique à calco-alcaline, dont les caractéristiques indiquent une fusion du matériel originel à des températures relativement élevées, envahit de grandes surfaces (gneiss amygdalaires et gneiss œillés homogènes). Une dernière phase de la granitisation est peut-être représentée par des venues intrusives plus circonscrites, de composition plus basiques ("gneiss dioritiques").

Cet édifice est ensuite considérablement altéré et érodé. Il en résulte une pénéplaine où des dépressions subsistent, jalonnant vraisemblablement les accidents majeurs les plus profonds. Ceux-ci doivent présenter une disposition analogue à celle des fractures qui parcourent une plateforme hercynienne comme le Massif Central français.

Au Carbonifère, c'est sur ce matériel arasé, et d'abord dans les bas fonds disposés le long des blocs découpés par les vieilles sutures de la chaîne hercynienne, que se déposent des produits détritiques chargés de matière organique. Le canevas ancien conditionne ainsi la naissance et la disposition de bassins limniques peu étendus, où des subsidences saccadées provoquent l'accumulation des matériaux et peut-être aussi des glissements en vastes "slumpings".

Peu à peu s'établit un climat désertique sur un relief devenu plus mûr. La sédimentation se réduit alors à quelques épandages locaux, d'arènes et de conglomérats mal stratifiés, parfois éolisés. C'est à ce moment qu'interviennent de violentes éruptions volcaniques acides subséquentes à l'orogénèse hercynienne. De grandes masses de tufs, ignimbrites, produits détritiques locaux et intrusions subvolcaniques s'accumulent. Se frayant une voie dans le socle, ces volcanites acides semblent s'y retrouver sous la forme de sills et filons couchés (granites de la Varaita) dont les éponges peuvent contenir des roches étranges ramenées de la profondeur ("pegmatites noduleuses"). Ces événements datent très probablement du Permien s. l., période à laquelle toute l'Europe occidentale est soumise à ces manifestations effusives acides.

(*) - Il est probable que la sédimentation culm est paléozoïque, plus ou moins ancienne. Rien ne permet de préciser son âge, mais rien ne permet non plus d'assurer que des éléments antécambriens sont totalement absents du massif. Dans l'état actuel des connaissances, aucun argument n'est suffisant pour un choix définitif et précis.

Au Permo-Trias le calme revient sur un continent sub-désertique où transparaissent toujours les formes anciennes du socle et où les bas fonds recueillent encore une très modeste sédimentation détritique à argiles montmorillonitiques.

Le Trias inférieur voit intervenir l'invasion marine, qui se calque d'abord, avec le dépôt des quartzites, sur les formes subsistantes du continent. Progressivement la sédimentation devient calcaréo-dolomitique, puis calcschisteuse et efface totalement les résidus de l'ancienne morphologie. Le géosynclinal alpin s'installe pour une grande partie des temps mésozoïques (jusqu'au Flysch crétacé ?) avec des "basifications" locales dues au volcanisme sous-marin.

A la fin de la subsidence géosynclinale, et sans doute durant l'élaboration des Flyschs, (Crétacé ?) se manifestent les premiers mouvements à rapporter à l'orogénèse alpine. Dans les masses accumulées, ces mouvements se traduisent par des déformations importantes, surtout en profondeur. C'est que là, les anciennes failles du socle, joints de faiblesse qui avaient déjà guidé la sédimentation, rejouent. Les structures synsédimentaires (slumpings) s'accroissent. Des échardes du socle s'insinuent dans les sédiments sus-jacents, les écrasent et les replissent sur eux-mêmes. Un plissement isoclinal de plus en plus aplati en résulte et il se calque ainsi plus ou moins sur les formes anciennes qui imposent l'orientation des déformations de leur couverture. En même temps, sous l'effet du faible gradient géothermique de cette aire géosynclinale, de la charge des sédiments accumulés et des contraintes développées par suite de déformations, apparaissent les minéraux d'un métamorphisme de hautes pressions et basses températures : phengite, glaucophane, stilpnomélane, chloritoïde, graphite, grenat (?), albite (?). Tous sont guidés dans leur croissance par les structures progressivement plus accusées et ils scellent ainsi la disposition transversale des axes de cette phase de plissement.

Avec une gradation régulière ces transformations sont transmises à la masse géosynclinale tout entière. Cependant, si dans la base du bâti des recristallisations importantes accompagnent les déformations, vers le haut, seules ces dernières subsistent. Dans les niveaux ultimes (Flysch ?) elles ne doivent même plus se traduire que par les plissements locaux ou par la rythmicité de la sédimentation.

Peu après, débute un basculement de toutes ces masses vers l'Ouest. Son mécanisme est vraisemblablement commandé par la forme et les mouvements des grands blocs de socle. Au sommet du glaciaire, le Flysch, d'abord, glisse vers l'Ouest. Il arrive sur les territoires externes, pour y arrêter la sédimentation des Flyschs locaux et celle des grès d'Annot, au Priabonien. Les masses des Schistes lustrés suivent, avec peu de retard. Elles déferlent sur les marges internes du Briançonnais, créant en Vanoise un métamorphisme d'âge oligocène dans le substratum du "géosynclinal de nappes".

Le domaine Dora Maira, surtout dans ses zones les plus soulevées par le basculement, c'est-à-dire ses parties orientales, sont ainsi déchargées. Soumises à de moins grandes pressions, (les isogéothermes ayant, dès l'origine, dans ces régions été resserrées par "effet de socle") les masses les plus profondes subissent un réchauffement relatif. Apparaissent alors les minéraux ultimes du métamorphisme alpin : biotite, chlorite, albite, qui ne sont plus orientés.

Très vite se produisent alors plusieurs événements presque contemporains : l'arrêt de la progression des nappes, les rétrocharriages vrais, l'achèvement du métamorphisme de hautes pressions sur les bordures occidentales du Massif Dora Maira. Tout cela se produit à l'Oligocène, alors que s'ébauche aussi le bombement du Massif Dora Maira. Cela entraîne la fin du métamorphisme de hautes pressions, (dirigé alors par des structures méridiennes), son relais éphémère par une montée thermique modérée, très tôt suivie par la cessation complète de toute recristallisation.

Au Néogène, les surrections se généralisent. Avec des déformations cassantes le bombement du Massif Dora Maira s'accroît, les structures antérieures se redressent et le bassin padan s'effondre. Le massif prend sa

forme actuelle en vaste ellipse allongée suivant la direction de la chaîne. L'érosion dissèque immédiatement la montagne en se calquant exactement sur ses formes structurales : le cours Sud Nord des rivières s'infléchit brutalement vers l'Est en abordant le massif qui est parcouru selon ses structures transversales, souvent avec de brusques trajectoires en baïonnette lors du passage d'un niveau à un autre : cas typique du cours de la Germanasca.

2 - Discussion.

On en vient ainsi à accorder une place éminente dans l'orogénèse alpine aux déformations d'âge crétacé et aux formes qui les guident, c'est-à-dire les vieilles sutures du bâti hercynien N 60° E - N 120° E.

Quant à celles-ci, dont l'action se fait sentir dès l'organisation des bassins de sédimentation, on doit dire qu'il est assez normal de les voir déterminer l'aspect des bassins carbonifères ou, d'une façon générale, du Paléozoïque terminal. Mais il semble que l'on puisse aussi leur accorder une place importante dans la paléogéographie des temps mésozoïques. On constate de plus en plus, que les zones isopiques du domaine alpin sont parfois obliques sur l'allongement actuel de la chaîne. Il est probable que ce sont de telles raisons qui commandent l'organisation des plis précoces, plus ou moins parallèles aux lignes isopaques de ces bassins primitifs (V.V. BELOUSSOV 1962 ; J. GOGUEL 1963).

Ainsi l'axe de la fosse vocontienne paraît bien se disposer suivant une direction "bretonne". Les deux branches de la zone Briançonnaise, de la Durance en Ligurie d'une part et de la Durance vers le Nord d'autre part, participent des deux directions hercyniennes. Certes, par la suite, peut-être sous l'influence de phénomènes comparables à ceux qui sont décrits sur la bordure occidentale du Massif Dora Maira, les zones de convergence de ces grandes directions ont pu être courbées, au moins aux niveaux superficiels où elles nous sont accessibles aujourd'hui. Il reste qu'il existe là un canevas selon lequel les Alpes se sont plus ou moins mal guidées, au moins dans une étape embryonnaire de leur orogénèse.

D'ailleurs, de ces anciennes failles du socle profond, il existe d'autres indications qui ont traversé les couvertures accumulées. Ainsi en est-il de la grande faille longeant le bord oriental du Massif de l'Argentera (et dont la disposition se calque sur celle du "synclinal houiller médian" du même massif). Elle se poursuit jusqu'à la Durance le long du Briançonnais. Le cas des failles de Briançon interrompant brutalement la zone houillère est sans doute de même origine lointaine. Elles se poursuivent vers le Nord Est en un faisceau qui tranche abruptement la bordure Sud Est du Massif d'Ambin. Les failles limites du Massif de Belledonne, celles de Beaufin dans le haut Drac remontant des lambeaux de socle, paraissent bien de signification équivalente.

Beaucoup de ces fractures qui encadrent de minces lambeaux paléozoïques sont très anciennes. Elles ont joué au cours de l'orogénèse alpine et continuent à être vivantes. La carte de la sismicité des Alpes due à J.P. ROTHE (1941), (voir fig. 64) en donne un aperçu. Les épacentres des séismes se groupent suivant des lignes (celle de l'Argentera-Mercantour à la Durance est particulièrement nette), dont on doit penser qu'elles sont le reflet de grandes disjonctions profondes. On a coutume de dessiner deux arcs calqués sur la direction de la chaîne à partir de ces foyers sismiques. Mais si l'on veut y regarder d'un peu plus près, il est facile de s'apercevoir que des alignements peuvent aussi se dessiner selon deux directions qui correspondent encore à celles des vieilles fissures hercyniennes (voir fig. 64). Deux de ces alignements, celui qui de Biella va jusqu'à la région de Guillestre en passant par le Nord du Massif Dora Maira et celui qui de Guillestre se poursuit jusqu'en Ligurie, dessinent fort bien le bloc de socle que nous avons pu imaginer à l'emplacement du massif.

En définitive, il apparaît bien que ces blocs anciens, limités par de grandes fractures aient joué un rôle dans l'aspect actuel de la chaîne et il n'est pas invraisemblable que leur existence ait commandé la naissance des plis précoces. Sur la bordure de la fosse vocontienne, les plis antésénoniens de direction sensiblement Est-Ouest semblent bien illustrer cette hypothèse. Que ces plis se poursuivent jusqu'au Briançonnais (fenêtre de Barcelonnette) ou même plus à l'Est paraît aujourd'hui probable. Ces déformations, comme l'individualisation de la chaîne

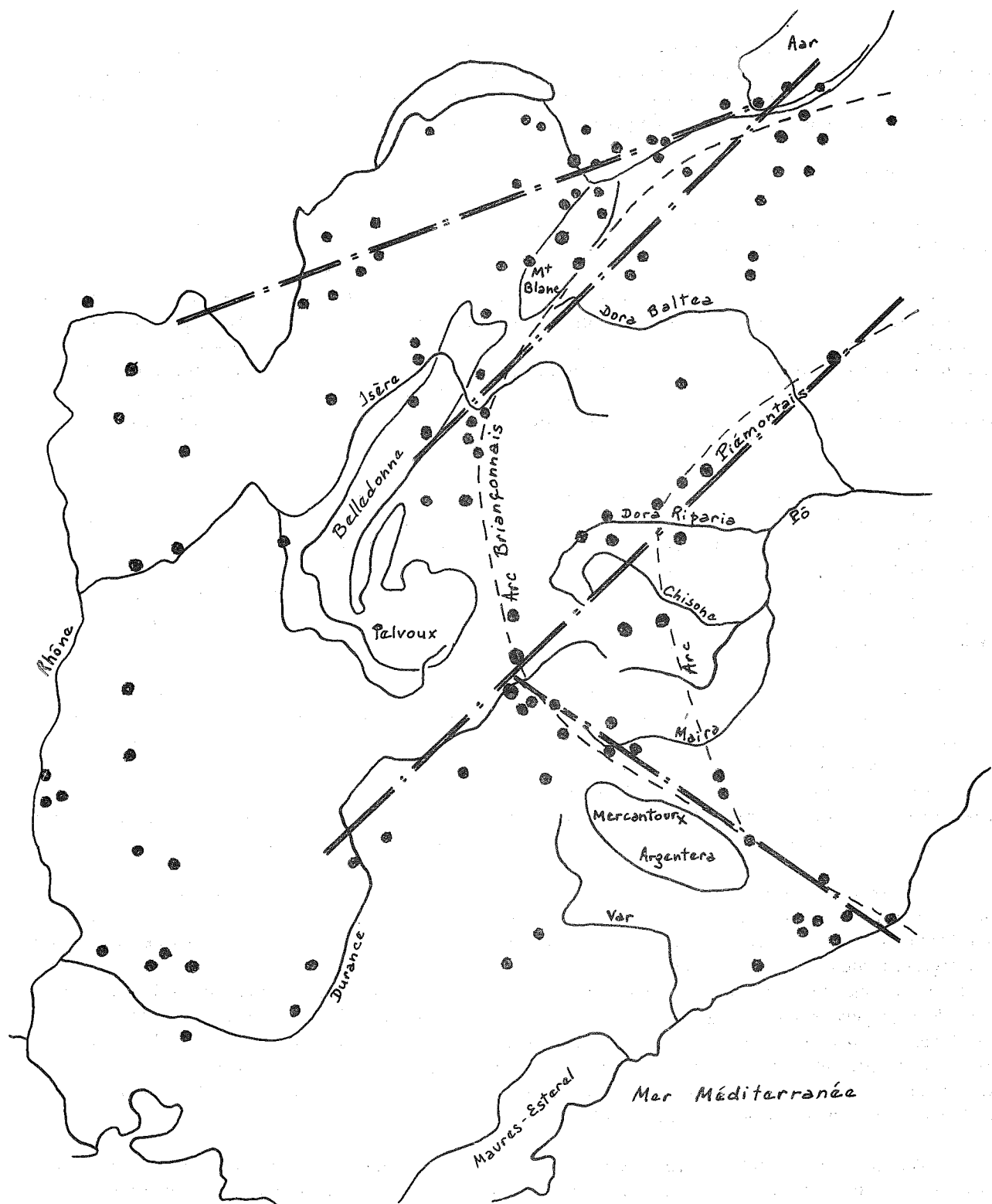


Fig. 64 - Esquisse de la carte sismique des Alpes occidentales d'après J.P. ROTHE (1941)
Une interprétation nouvelle.

arvinche, sont en tout cas l'indice de l'existence d'importants mouvements avant la fin du Mésozoïque.

Tous ces faits tendent à corroborer le schéma de l'évolution orogénique du Massif Dora Maira. On a tenté de le vérifier à l'aide de mesures géochronologiques dont les résultats ont été exposés et discutés ailleurs (Y. VIALETTE et P. VIALON, 1964). En résumé, on peut dire que les chiffres obtenus ne vont pas à l'encontre des thèses émises ici. Toutes les biotites analysées par la méthode Rb/Sr donnent des âges tertiaires (de 29 ± 4 MA à 52 ± 10 MA). Cela ne saurait étonner si l'on tient compte de l'évolution pétrogénétique des roches qui les contiennent. On a pu fixer un âge de 40 ± 7 MA à une muscovite des pegmatites du Val Gilba, pegmatites rapportées aux émanations supérieures de la remobilisation granitique de la fin du métamorphisme alpin. Là encore, il n'est pas possible de déceler une contradiction entre les déductions géologiques et la mesure physique. Enfin les phyllites blanches (interstratifiées de phengite et de chlorite magnésienne), qui cristallisent dans les plans axiaux des plis intrafoliaux Est-Ouest des micaschistes argentés associés aux porphyroïdes arkosiques de l'ensemble de Dronero, donnent un âge crétacé moyen (99 ± 18 MA). Puisque ces micas ne peuvent être ni détritiques ni hérités d'un métamorphisme antérieur, cette datation paraît bien refléter l'époque de la formation du minéral. Cet âge a été conservé pour des raisons qui nous échappent en grande partie (voir discussion op. cit. p. 95), mais peut se paralléliser avec toute une série de faits géologiques et géochronologiques. Aussi doit-on y voir une confirmation de la thèse exposée plus haut de la formation des plis transversaux et de recrystallisations métamorphiques à une époque crétacée.

B - Le Massif Dora Maira dans le cadre alpin.

L'un des plus sérieux reproches qu'on ait pu faire aux théories des nappes est certainement d'avoir conduit ses tenants à étendre à toute la chaîne alpine le modèle du Simplon. C'est ainsi qu'on a voulu retrouver de la Méditerranée à l'Autriche, chaque nappe avec le moindre de ses replis. Il ne faudrait pas retomber dans un travers semblable et vouloir obstinément chercher tout le long de la chaîne des roches, des structures, une évolution, comparables à celles que l'on a pu analyser dans le Massif Dora Maira. Cette prudence paraît d'autant plus recommandée que le Massif Dora Maira se situe en un point singulier de la chaîne alpine, au creux de sa courbure occidentale maximale. D'autre part toutes les datations des différents épisodes de l'évolution du massif ne peuvent être l'objet pour l'instant, que d'hypothèses, fondées elles-mêmes sur ce qu'on connaît ailleurs de l'orogénèse alpine, en particulier dans la zone briançonnaise. Ces extrapolations, pour séduisantes et concordantes qu'elles soient, reposent sur des bases trop fragiles pour qu'elles puissent conduire à une règle générale.

Ainsi le Massif Dora Maira, le dernier d'un long alignement de "massifs cristallins internes" des Alpes qui se poursuit depuis l'Autriche (le massif ligure devant nettement être intégré à la zone briançonnaise), doit-il sans doute à sa situation exceptionnelle une évolution particulière et, sinon autonome, du moins originale. Il reste que deux des éléments, sur quoi sont fondés les raisonnements qui ont conduit aux conclusions exposées plus haut, méritent une attention particulière :

- le rôle des grandes fractures de socle de directions hercyniennes,
- le métamorphisme alpin polyphasé évoluant depuis un type de hautes pressions vers un type plus "chaud".

On peut tenter de rechercher des correspondances au premier de ces éléments dans le reste de la chaîne alpine. Il est assez remarquable de constater alors, que toute sa partie austro-helvétique a sensiblement une direction hercynienne varisque. De même la branche ligure de la chaîne, depuis l'Argentera-Mercantour et peut-être aussi en direction des Apennins, pourrait correspondre à la direction bretonne. Cette assimilation, bien hasardeuse, tendrait à faire voir dans l'arc alpin un héritage des vieilles formes hercyniennes et toute sa partie entre Rhône - Lac Léman et Argentera pourrait ainsi être considérée comme le saillant d'un gigantesque coin dont la pointe serait située à la hauteur du Massif du Pelvoux. Alors, toutes les structures subméridiennes de ce secteur

ne seraient-elles pas des reflets superficiels d'un écaillage profond, émuissant l'étrave de ce bloc padan, à l'image des écaillages occidentales du Massif Dora Maira ?

Il serait tentant de dissocier l'extrémité occidentale de la grande unité en petits coins subordonnés dont chacun aurait fourni le prétexte à un massif : Dora Maira en est l'exemple, mais la forme triangulaire du Massif d'Ambin, la brutale interruption de la zone de Sesia-Lanzo, les cassures jalonnées de calcschistes environnant le Grand Paradis, en seraient d'autres indices. Ce ne sont là que vues hypothétiques, mais dont il serait peut-être fructueux d'examiner le bien-fondé. Soulignons cependant que la carte de sismicité des Alpes occidentales et le tracé de grands accidents profonds qu'elle a pu suggérer n'apportent pas de contradictions formelles à ces hypothèses. En outre, cette disjonction en blocs assez indépendants, permettrait peut-être, d'abord d'expliquer les raisons d'être des grandes "synforms" de Schistes lustrés à ophiolites (Val de Susa, Val d'Aoste) qui séparent les massifs cristallins internes, et ensuite de mettre en évidence les causes de l'autonomie relative de chacun de ceux-ci, autonomie qui fait discuter aujourd'hui les thèses cylindristes d'ARGAND.

L'argument de l'évolution polyphasée du métamorphisme avec croissance thermique, dépend, dans une certaine mesure, du précédent. Si l'on admet l'existence des vieilles et profondes cassures, il est également possible d'imaginer que le géosynclinal alpin s'est plus ou moins calqué sur les contours qu'elles dessinaient. Ainsi, les zones d'affaissement géosynclinal auraient des formes compliquées, allongées en nombreuses divertissements selon le schéma des fracturations originelles. Les parties axiales de telles fosses pourraient sensiblement correspondre à la disposition actuelle des masses de roches vertes et constitueraient ainsi les zones "basifiées" ("océanisation" de V.V. BELOUSSOV) de l'axe des différentes branches du domaine de subsidence.

Les massifs cristallins internes en seraient le substratum sialique de bordure. La reprise d'activité des failles profondes entraîne un métamorphisme dans cet édifice entièrement recouvert par les sédiments "géosynclinaux". Les cristallisations, guidées par les structures en évolution, ne peuvent y être que d'un type de hautes pressions et basses températures, bien caractéristique des aires géosynclinales. Plus on va vers l'axe de la fosse, plus les caractères de hautes pressions s'affirment, alors qu'au contraire, si l'on se dirige vers les bordures, autant par "effet de socle" que par perte de charge (expulsion d'une partie du contenu des bassins), se fait jour un type de métamorphisme plus "chaud" pouvant aller jusqu'à la palingénèse.

C'est de cette façon que naît l'idée d'une phase essentielle du métamorphisme alpin, lors des mouvements embryonnaires, au sein des fosses de sédimentation où règnent de fortes pressions et un faible gradient thermique; conditions indispensables pour expliquer les paragenèses rencontrées dans les "Schistes lustrés" et dans les roches de leur substratum. Ce n'est qu'à la suite de cet événement initial que le bassin se viderait d'une partie de son contenu, se déversant en nappes vers l'extérieur de la chaîne. L'avant-pays est alors à son tour soumis au métamorphisme, s'il est pris sous un recouvrement suffisant, et subit tous les bouleversements que l'on connaît, phénomènes épidermiques et finalement répercussions lointaines du bouillonnement mijoté au creux du géosynclinal.

Tout cela n'est que conjectures, géopoésie sans doute... Peut-il en être autrement si l'on veut s'évader du cadre imposé ? Là, dans "notre" massif, les faits étaient connus, probablement avec des lacunes ; ils y ont été interprétés, peut-être avec une objectivité relative ; est-il permis d'en déduire une théorie du pourquoi des phénomènes qui se sont déroulés au cœur de la grande fosse alpine ?

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ A. (1951 a) - Sur l'évolution des structures alpines (notes pour la légende d'une série de schémas embryotectoniques). Arch. Sciences Genève, vol. 4, p. 323-329.
- (1951 b) - Sur le Paléozoïque des Pennides au Sud d'Aoste. Arch. Sciences Genève, vol. 4, p. 329-334.
- (1954) - Pennides dans l'Ossola et problèmes des racines. Arch. Sciences Genève, vol. 7, p. 411-462.
- (1955 a) - Structures alpines : Ossola, cœur du problème. C. R. Ac. Sc., t. 241, p. 888-890.
- (1955 b) - Structures alpines : subductions successives dans l'Ossola. C. R. Ac. Sc., t. 241, p. 967-969.
- (1955 c) - Structures alpines : chronologie et causes profondes. C. R. Ac. Sc., t. 241, p. 1060-1062.
- (1955 d) - Sur le Permo-Carbonifère des Pennides. C. R. Ac. Sc., t. 241, p. 1150-1152.
- ARGAND E. (1911 a) - Cartes et coupes pour les Alpes occidentales. Mat. Carte géol. Suisse, livre 27.
- (1911 b) - Sur la tectonique de la grande zone permo-carbonifère du Valais à la Méditerranée. Actes Soc. helv. Sc. Nat., 94 e sess. vol. 1.
- (1911 c) - Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Beitr. geol. Karte Schw., n. folge XXXI, p. 1-25.
- (1911 d) - Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. P. - V. Soc. vaudoise Sc. nat.; Séance du 5 juillet, p. 10 - 11.
- BAER A. (1956) - La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de P. FOURMARIER. Geol. Rundschau, Bd 45, H. 2, p. 234 - 247.
- BAHEZRE D., MICHEL R. et VIALON P. (1965) - Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à microsonde électronique de Castaing. Bull. Soc. fr. Minér. Crist., LXXXVIII, p. 267-272.
- BARBIER R., BLOCH J. P. et nbx. coll. (1960-63) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre Jub. P. Fallot, t. 2, p. 331-377.
- BARBIER R., BLOCH J. P., DEBELMAS J. et ELLENBERGER F. (1954) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la S.G.F. en Maurienne et Tarentaise (Savoie). C.R. somm. S.G.F., p. 435-505.
- BEARTH P. (1952) - Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. geol. Karte Schw., n. folge 96.
- (1959) - Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillow-laven. Schw. Min. Petr. Mitt. Bd 39, p. 267-286.

- BEARTH P. (1960-63) - Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-Saint-Bernard dans le Valais. Livre Jub. P. Fallot, t. 2, p. 407-418.
- (1962) - Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 42, H. 1, p. 127-137.
- BEARTH P. et RODGERS J. (1960) - Contribution au problème de la nappe du Lebendun. Ecl. geol. Helv., 53, 1, p. 169-178. (trad. B.R.G.M. n° 3632 (R)).
- BEDERKE E. (1959) - Probleme des permischen Vulkanismus. Geol. Rundschau, t. 48, p. 10-18.
- (1962) - Altersgliederung und Dichtevertelung im kristallinen Grundgebirge. Geol. Rundschau, t. 52, p. 1-12.
- (1963) - Densité, anomalies de gravité et métamorphisme dans les Alpes occidentales. C.N.R.S., mém. coll., C.R. Séismologie, série XII, f. 2, p. 2-37.
- BELLIÈRE J. (1958) - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). Thèse, Liège, imp. Vaillant Carmanne.
- BELLINI A. (1964) - Petrogenesi e significato stratigrafico dei porfiroidi - Cosidetti besimauditi - dell'areale savonese delle Alpi Liguri. Atti. Ist. Geol. Univ. Genova, vol. 1, f. II, p. 275-319.
- BELOUSSOV V.V. (1960) - Tectonic map of the Earth. Geol. Rundschau, Bd 50, p. 316-324.
- (1962) - Basic problems in geotectonics. Mc Graw-Hill Ed., New York, London.
- BERTRAND M. (1894 a) - Etudes dans les Alpes françaises. B.S.G.F., (3), 22, p. 69-162.
- (1894 b) - Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. C. R. Congr. géol. intern. Zürich, p. 163-177.
- BERTRAND J.M.L. (1965) - Données nouvelles sur la géologie de la partie française du massif du Grand-Paradis (Haute Maurienne). C.R.Ac. Sc., t. 260, p. 6405-6408.
- BIANCHI A. et DAL PIAZ G. (1959) - La memoria geologico-petrografica di R. MICHEL sul massiccio del Gran Paradiso e regioni limitrofe (osservazioni critiche). Rend. Soc. Min. ital., XV, p. 21-24.
- BLANCHARD R. (1954) - Les Alpes occidentales, T. 6 : le versant piémontais. 1 et 2, Arthaud, Grenoble.
- BLOCH J.P. (1964) - Les gneiss du domaine briançonnais ligure : existence d'une unité charriée, disjointe, à matériel cristallophyllien. C.R.Ac.Sc., t. 259, p. 604-607.
- (1965) - Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes ligures. C.R.Ac.Sc., t. 260, p. 4016-4019.
- BONNEY T.G. (1889) - Notes on two traverses of the crystalline rocks of the Alps. Quart. Journ. of geol. Society London, vol. XLV, n° 177, p. 83-103.
- BORDET Cl. (1958) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Thèse, Paris.
- BROUDER P. (1964) - A propos des galets "aplitiques" des gneiss conglomératiques des Cévennes (Massif Central français). C.R.somm. S.G.F., f. 5, p. 179-181.
- CAILLÈRE S. et KRAUT F. (1960) - Sur la répartition des feldspaths potassiques dans les roches éruptives et métamorphiques de la région d'Avallon. Bull. Soc. fr. Minér. Crist., LXXXIII, p. 21-23.
- CAILLÈRE S. et MICHARD A. (1962) - Etude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. C.R. 87e Congr. Soc. Sav. Poitiers, p. 567-571.
- CAPDECOMME L. (1950) - Sur la structure et la formation des anthracites. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 85, p. 45.
- CHATTERJEE N.D. (1961 a) - Aspects of alpine zonal metamorphism in the Swiss Alps. Nachricht. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., n° 5, p. 59-71.
- (1961 b) - The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy. Sonderdr. Geol. Rundschau, Bd. 51, p. 1-72.

- CHATTERJEE N.D. (1964) - Zur Tektonik der penninischen zone in der weiteren Umrahmung des Nördlichen Dora Maira Massivs, italienische Westalpen. Geol. Rundschau, Bd 53, H. 2, p. 536-550.
- CHAUVEAU J.C. et LEMOINE M. (1960) - Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié N). Bull. Serv. Carte géol. Fr., C.R. coll., n° 264, t. LVIII, p. 147-178.
- CHENEVOY M. (1961) - Sur les phénomènes de recristallisation dans la série métamorphique du Mont Pilat (Massif Central) : albitisation et rétro-morphose. B.S.G.F., (7), III, p. 409-416.
- (1962) - L'extrémité septentrionale du massif du Pilat. Bull. Serv. Carte géol. Fr., C.R. coll., n° 269, t. LIX, p. 63-85.
- (1963) - Observations préliminaires sur les "gneiss amygdalaires" et "gneiss conglomératiques" des terrains cristallophylliens du Massif Central. C.R. somm. S.G.F., f. 10, p. 346-348.
- CLOOS E. (1946-52) - Lineation. Geol. Soc. Amer., mem. 18
- COGNE J. (1960) - Sur l'origine sédimentaire des porphyroïdes de Belle Ile (Morbihan). C.R. Ac. Sc., t. 250, p. 3350-3352.
- DAL PIAZ G. (1938) - Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, de Monte Rosa et degli Alti Tauri. Period. Miner., IX, p. 273-287.
- (1939) - La discordanza ercinica nella zona penninica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. Boll. Soc. geol. ital., vol. 58, f. 1, p. 105-152.
- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav. Lab. Géol. Grenoble, n° 39, p. 125-171.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMANN J. (1962) - Rock-forming minerals. Longmans ed. Londres.
- ELLENBERGER F. (1949) - Sur quelques caractéristiques du métamorphisme alpin dans la Vanoise. C.R. somm. S.G.F., n° 12, p. 249-250.
- (1950) - Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise. Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 226, t. XLVII, p. 83-118.
- (1951) - Le géosynclinal archaïque et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la préorogénèse alpine. C.R. somm. S.G.F., p. 133-134.
- (1952) - Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. C.R. somm. S.G.F., n° 15, p. 318-321.
- (1955) - Linéations et grande tectonique. C.R. somm. S.G.F., n° 9-10, p. 174.
- (1957) - Le stilpnomélane, minéral de métamorphisme général dans la Vanoise (Savoie). C.R. somm. S.G.F., n° 4, p. 63-65.
- (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. expl. Carte géol. dét. France. Thèse, Paris.
- (1963) - La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. Libre Jub. P. Fallot, t. 2, p. 383-393.
- (1965) - Le "style pennique", rhéomorphisme ou cisaillements ? Application au Grand Paradis. C.R. Ac. Sc., t. 260, p. 4008-4011.
- ELLER J.P. von et PREVOT L. (1963) - Le grenat. Présence, nature et signification dans les séries métamorphiques. Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, t. 16, f. 3, p. 175-196.
- ENGEL A.E.J. et ENGEL C.G. (1960) - Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. Part II : Mineralogy. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 71, p. 1-87.
- ERNST W.G. (1963) - Petrogenesis of glaucophane schists. Journ. of Petr., vol. 4, p. 1-30.
- FABRE J. (1958) - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Thèse, Paris. Mém. B.R.G.M.
- (1962) - Remarques complémentaires sur la zone houillère en Haute Tarentaise. Bull. Serv. Carte géol. Fr., C.R. coll., n° 269, t. LIX, p. 137-152.
- FABRE J., FEYS R. et GREBER Ch. (1955) - L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. Bull. S.G.F., (6), t. V, p. 233-243.

- FABRE J., FEYS R. et GREBER Ch. (1960) - Stratigraphie du bassin houiller briançonnais. Zone interne des Alpes françaises. C.R. IVE Congr. avanc. ét. strat. et géol. Carb. Heerlen, p. 169-173.
- FAIRBAIRN H. W. (1949) - Structural petrology of deformed rocks. Addison & Wesley Ed.
- FALLOT P. (1955) - Schéma structural des Alpes orientales. Paris, imp. Monsanglant.
- FEYS R. (1957) - Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). Thèse, Paris.
Mém. B.R.G.M.
- FONTEILLES M. (1962) - Evolution orogénique et type de métamorphisme. C.R. Ac. Sc., t. 255, n° 17, p. 2134-2137.
- FONTEILLES M. & GUITARD G. (1964) - "L'effet de socle" dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. C. R. Ac. Sc., t. 258, p. 4299-4301.
- FOURMARIER P. (1951) - Schistosité, foliation et microplissement. Arch. Sc. Genève, vol. 4, p. 5-23.
- (1952) - Microplissement et plis minuscules. Bull. Soc. géol. Belgique, t. 76, p. B 81 - B 87.
- (1955) - Le microplissement. Actes 74e Congr. A. F. A. S., Caen, p. 1-5.
- FRANCHI S. (1894) - Sulla presenza della "structure vermiculée de Michel Lévy", nello gneiss centrale. Boll. Soc. geol. ital., vol. XIII, f. 1, p. 9-12.
- (1895) - Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali. Boll. R. com. geol., vol. 26, p. 181-204.
- (1897) - Appunti geologici e petrografici sui monti di Bussoleno nel versante destro della Dora Riparia. Boll. R. Com. geol., vol. XXVIII, n° 1, p. 3-46.
- (1898) - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Com. geol., vol. XXIX, n° 3, p. 173-247 et n° 4, p. 325-482.
- (1904) - Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Com. geol., vol. XXXV, n° 2, p. 125-181.
- (1906) - Sulla tettonica della zona del Piemonte. Boll. R. Com. geol., vol. XXXVII, n° 2, p. 118-145.
- (1911) - L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del Retico nel l'alta Valle di Susa. Boll. R. Com. geol., vol. XLII, n° 2, p. 171-187.
- (1925 a) - I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei calcescisti e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi, nelle Alpi franco-italiane. Rend. R. Acc. naz. Lincei, vol. I, f. 6-8, p. 283-291.
- (1925 b) - Sulla grande varietà dei complessi litologici del "Trias metamorfico" nella Alpi occidentali. Rend. R. Acc. naz. Lincei, vol. I, f. 6-8, p. 423-429.
- (1926 a) - Quesiti geologici nelle Alpi Cozie franco-italiane. Boll. R. Uff. geol. It., vol. LI, n° 7, p. 1-19.
- (1926 b) - Principali risultati scientifici delle escursioni geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. TERMIER e W. KILIAN. Boll. R. Uff. geol. It., vol. LI, n° 14, p. 1.
- (1927) - La "falda di ricopremento del Monte Rosa" di Emile ARGAND e l'anticlinale permotriassica Acceglio - Col Longet nelle Alpi Cozie meridionali. Rend. R. Acc. naz. Lincei, vol. V, f. 9, p. 628.
- (1929 a) - La inesistenza nelle Alpi occidentali delle "nappes du Mont Rose et du Grand-Saint-Bernard" di M. LUGEON e di E. ARGAND. Boll. Soc. geol. it., vol. XLVIII, f. 1, p. 90-92.
- (1929 b) - Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane. In Studi geologici sulle Alpi occidentali. Mem. descr. Carta geol. It., VII, p. 5-64.
- FRANCHI S. & NOVARESE V. (1895) - Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pinerolo. Boll. R. com. geol., vol. VI, n° 4, p. 385-429.

- FRANCHI S. & DI STEFANO G. (1896) - Sull'età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle Valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. Boll. R. com. geol., vol. XXVII, n° 2, p. 171-180.
- FREGOLENT G. & LORENZONI S. (1960) - Relazione preliminare sul rilevamento geologico del versante italiano del Massiccio d'Ambin (Alpi Cozie). St. e ric. div. geomin., vol. III, p. 137-158.
- FREY R. (1937) - La classification moderne des roches éruptives. Rabat.
- GABERT P. (1962) - Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts. Etude morphologique. Imp. Louis-Jean, Gap.
- GASTALDI B. (1871) - Studi geologici sulle Alpi occidentali. Mem. descr. Carta geol. It., 1, p. 1-36.
- (1872) - Deux mots sur la géologie des Alpes cottiennes. C. R. Ac. Sc. Turin, vol. VII, p. 1-22.
- (1874) - Studi geologici sulle Alpi occidentali. Mem. descr. Cart. geol. It., 2 p. 1-63.
- (1876) - Spaccato geologico lungo le valli superiori del Po e della Varaita. Boll. R. com. geol., n° 7, p. 104-111.
- GAY M. (1964 a) - A propos de certaines écaillés du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C. R. somm. S. G. F., p. 183.
- (1964 b) - Premiers résultats de l'étude géologique du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). 89e Congr. Soc. Sav., p. 153-162.
- (1964 c) - Les leptynites alcalines du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C. R. somm. S. G. F., p. 170.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1931) - Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 15, f. 3, p. 1-124.
- GOGUEL J. (1945) - Sur l'origine mécanique de la schistosité. B. S. G. F., (5), XV, p. 509-522.
- (1952) - Traité de tectonique. Masson, Paris.
- (1963) - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. B. S. G. F., (7), V, p. 20-33.
- GOGUEL J. & LAFITTE P. (1952) - Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. B. S. G. F., (6), II, p. 575-595.
- GORAI M. (1951) - Petrological studies on plagioclase twins. Amer. Miner., 36, p. 884-901.
- GREGORY J.W. (1894) - The Waldesian gneiss and their place in the Cottian sequence. Quart. Journ. of geol. Soc. London, vol. L, n° 198, p. 232-278.
- GRILL E., PAGLIANI G. & SACCHI L. (1955) - La genesi del talco della valle della Germanasca (Alpi Cozie). Ist. Lombardo Sc. e Lett., vol. 88, p. 442-940.
- GROLIER J. (1963) - Une solution au problème des séries cristallophylliennes inverses. C. R. Ac. Sc., t. 257, p. 3635-3637.
- GROLIER J. & VIALON P. (1964) - La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. B. S. G. F., (7), t. VI, p. 309-321.
- GRÜNENFELDER M. (1958) - Petrographie des Rofnakristallins in Mittelbünden. Beitr. Geol. Schw. Geotechn., n° 35, p. 1-57.
- GUEIRARD S. (1960) - Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). Thèse, imp. Louis-Jean, Gap.
- GUITARD G. (1958) - Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou. C. R. somm. S. G. F., p. 23.
- (1960) - Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains acides des Pyrénées orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. B. S. G. F., (7), t. 2, p. 862-887.
- GUITARD G., RAGUIN E. & SABATIER G. (1960) - La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. Bull. Soc. fr. Min. Crist., t. 83, p. 48-56.
- GÜNTHER A.W. & WENK E. (1960) - Au sujet des pséphites métamorphiques de la série de Lebedun et des schistes Bündener (Schistes lustrés) dans le Nord Ouest du Tessin et dans le Val d'Antigorio. Ecl. geol. Helv., 53, 1, p. 179-188 (trad. B. R. G. M. n° 3633 (All.)).

- GYSIN M. (1963) - Les feldspaths potassiques des porphyres de Roffna. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 43, p. 385-405.
- HALL A. J. (1941) - The relation between colour and chemical composition in the biotites. Amer. Miner., 26, p. 29-33.
- HARKER A. (1932) - Metamorphism, Methuen Ed. Londres.
- HAYAMA Y. (1959) - Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphism. Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 65, n° 760, p. 21-30.
- HERMANN F. (1938) - Carte géologique des Alpes nord-occidentales (avec une légende et une notice explicative). B. WEPF & G. VERLAG, Basel.
- JÄGER E., WEMPTER E., NIGGLI E. & WÜTHRICH H. (1961) - Biotit Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluh-Granit (Aar Massiv). Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 41, H; 1, p. 117-126.
- JUNG J. & ROQUES M. (1952) - Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. carte géol. Fr., n° 235, t. L, p. 1-62.
- KERCKHOVE C. (1964) - Mise en évidence d'une série à caractère "d'olisthostrome" au sommet des grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses-Alpes, Alpes Maritimes, Province de Cuneo). C. R. Ac. Sc., t. 259, p. 4742-4745.
- LAMEYRE J. & ROQUES M. (1964) - La muscovitisation des granites de la Pierre-qui-vire (Yonne, Nièvre) et d'Echassières (Allier). C. R. Ac. Sc., t. 258, p. 6479-6481.
- LAPPARENT J. de (1909) - Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. Bull. Soc. fr. Min., t. 32, p. 174-304.
- LEFEVRE R. & MICHARD A. (1965) - La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie). Bull. Soc. fr. Min., t. 88, p. 664-677.
- LEMOINE M. (1955) - Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras). Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 241, t. LII, p. 273-282.
- (1959) - Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises. B. S. G. F., (7), t. 1, p. 90-92.
- (1960 a) - Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. C. R. somm. S. G. F., p. 97-99.
- (1960 b) - Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversales de Briançon et du Queyras). C. R. somm. S. G. F., p. 102-104.
- (1961 a) - Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes-Alpes, Basses Alpes). Schéma structural. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 37, p. 97-119.
- (1961 b) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn., vol. IV, n° 3, p. 163-180.
- (1964) - Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piémontaise à la latitude de Briançon. C. R. Ac. Sc., t. 259, p. 845-847.
- LEMOINE M. & MICHARD A. (1963) - Sur le problème stratigraphique et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes. C. R. Ac. Sc., t. 256, p. 4050-4053.
- LORENZONI S. (1958) - Studio chimico petrografico della serie permiana del Bric Colmé (Alpi Marittime) e della mineralizzazioni uranifere conesse. St. e ric. div. geomin., vol. I, parte II, p. 435-498.
- LORENZONI S. & ZANETTIN E. (1959) - Contributo alla conoscenza del giacimento uranifero di Preit (Alpi Cozie). St. e ric. div. geomin., vol. I, parte II, p. 349-433.

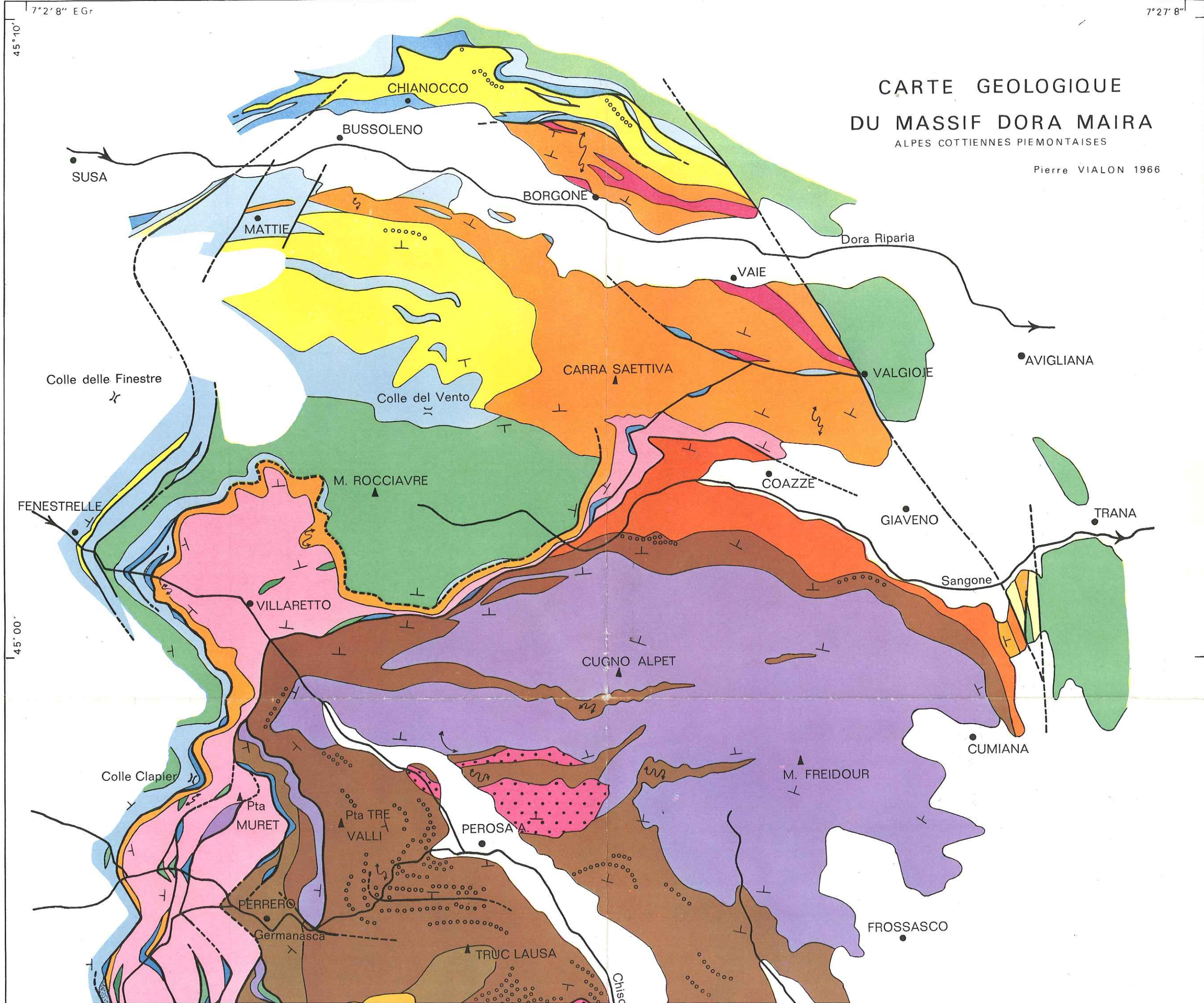
- LORY Ch. (1878) - Observations sur la stratigraphie des Alpes graies et cottiennes. B. S. G. F. (3), t. 1, p. 266.
- (1886) - Essai sur la structure géologique de la partie des Alpes comprise entre le Mont Blanc et le Mont Viso. B. S. G. F., (2), t. 23, p. 480-497.
 - (1889) - Etude sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales. Mém. Com. Congr. géol. intern. Londres, imp. Bruyat, Grenoble.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) - Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Ac. Sc., t. 140, p. 1364-1366.
- MATTAUER M., PROUST F. & RAVIER J. (1964) - Remarques sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. C. R. somm. S. G. F., p. 129.
- MICHARD A. (1959) - Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio - Longet dans la haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie). B. S. G. F., (7), t. 1, p. 52-61.
- (1960) - Age néopermien de quelques micaschistes de la région de Sampeyre (Val Varaita, Italie). C. R. somm. S. G. F., p. 228-229.
 - (1961 a) - Présence dans le Val Grana d'une faune à "Myophoria inaequicostata" Klipst, du Trias supérieur austro-alpin. C. R. Ac. Sc., t. 252, p. 1639-1641.
 - (1961 b) - Présence dans le Val Grana de Dasycladacées austro-alpines d'âge anisien terminal - ladinien, dans des dolomies à faciès "Villanovien". C. R. Ac. Sc., t. 252, p. 1810-1812.
 - (1961 c) - Schéma structural du massif triasico-liasique Maira-Grana dans ses rapports avec les Schistes lustrés et le massif Dora-Maira (Alpes cottiennes). C. R. Ac. Sc., t. 253, p. 2726-2728.
 - (1962 a) - Sur quelques aspects de la zonéographie alpine dans les Alpes cottiennes méridionales. B. S. G. F., (7), t. IV, p. 477-491.
 - (1962 b) - Premières données paléontologiques et stratigraphiques sur le Trias du massif Maira-Grana (Alpes cottiennes méridionales). Boll. Soc. geol. ital., vol. LXXX, p. 31-101.
 - (1965) - Une nappe de socle dans les Alpes cottiennes internes ? Implications paléogéographiques et rôle éventuel des mouvements crétacés. C. R. Ac. Sc., t. 260, p. 4012-4015.
- MICHARD A. & STURANI C. (1964) - La zone piémontaise dans les Alpes cottiennes du Cuneese : nouveaux résultats et nouvelles questions. C. R. somm. S. G. F., p. 382-385.
- MICHARD A. & VIALON P. (1961) - Gneiss, marbres, prasinites en coussins et polymétamorphisme dans la partie sud-occidentale du massif Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). B. S. G. F., (7), t. II, p. 345-354.
- (1965) - Permo-Trias, Permien s.l. et Permo-Carbonifère métamorphisés des Alpes cottiennes internes - Les faciès "Verrucano" et les séries volcano-détritiques du Massif Dora Maira. (Sous presse ; symposium sur le Verrucano. Pise, septembre 1965).
- MICHEL R. (1953 a) - Les schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et de Sezia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). Thèse, Sc. Terre Nancy, t. I, n° 3-4.
- (1953 b) - Lo studio petrografico degli gneiss del Gran Paradiso (Alpi Graie) e le sue conseguenze sulla genesi e sull'età di queste rocce. Boll. Soc. geol. ital., vol. LXX, p. 1-7.
 - (1955) - Note préliminaire sur les schistes cristallins du massif de Dora Maira (Alpes piémontaises). C. R. somm. S. G. F., p. 99.
 - (1956 a) - Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C. R. somm. S. G. F., p. 121.
 - (1956 b) - Contribution à l'étude zonéographique des schistes cristallins de la zone du Piémont. Paléozonéographie des massifs cristallins internes. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 32, p. 95-110.
 - (1957 a) - Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C. R. somm. S. G. F., p. 150.
 - (1957 b) - Età assoluta degli gneiss del Gran Paradiso (Alpi Graie). Boll. Soc. geol. ital., vol. 76, (2), p. 173-176.

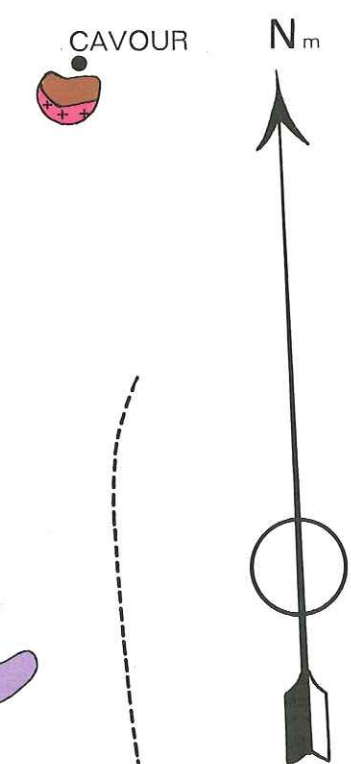
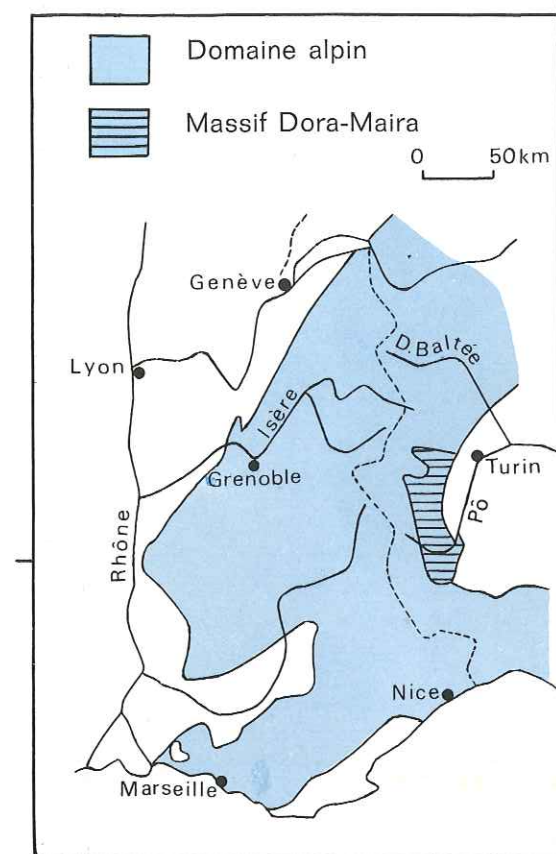
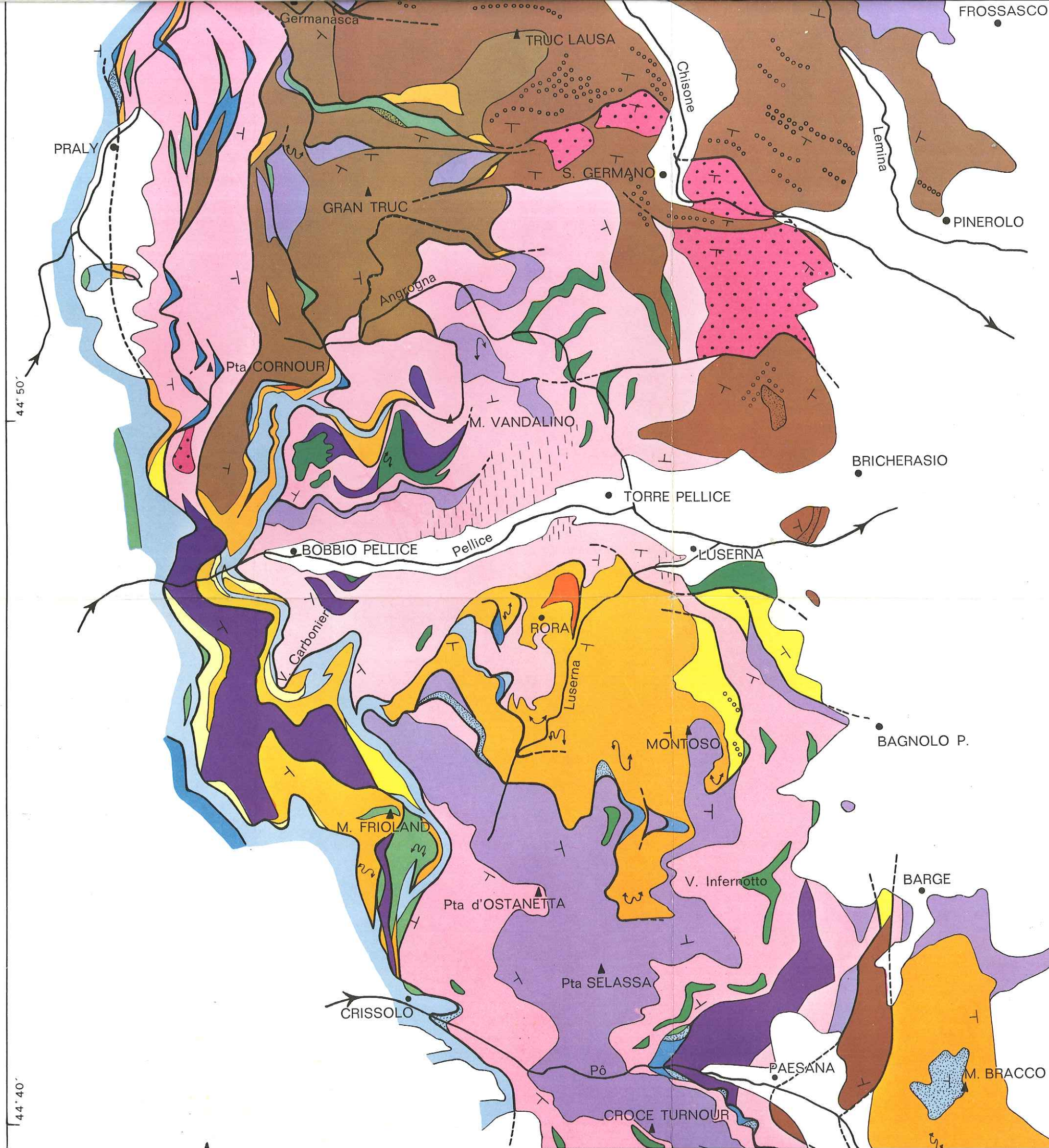
- MIGLIORINI C.I. (1948) - I cunei composti nell' orogenesi. Boll. Soc. geol. ital., vol. LXVII, p. 29-142.
- MIYASHIRO A. (1961) - Evolution of metamorphic belts. Journ. Petr., 2, p. 277-311.
- NIGGLI E. (1961) - Remarques au sujet du métamorphisme tertiaire régional des Alpes suisses. N. Jb. Min., t. 96, p. 234-235 et 238 (trad. B. R. G. M. n° 3459).
- NIGGLI E., BRÜCKNER W. & JÄGER E. (1956) - Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz). Ecl. geol. Helv., vol. 49 n° 2, p. 471-481.
- NOVARESE V. (1894) - Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche (Alpe Graie). Boll. R. com. geol., t. 25, n° 3, p. 275-300.
- (1895 a) - Sul rilevamento geologico eseguito ne 1894 in valle della Germanasca (Alpi Cozie). Boll. R. com. geol., n° 3, p. 253-283.
- (1895 b) - Nomenclature e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. com. geol., n° 26, p. 164-181.
- (1896) - Rilevamento geologico del 1895 in Val Pellice (Alpi Cozie). Boll. R. com. geol., n° 27, p. 231-264.
- (1898) - I giacimenti di grafite delle Alpi Cozie. Boll. R. com. geol., n° 29, p. 1-35.
- (1912) - Relazione preliminare sulla campagna geologica dell' anno 1911. Revisioni nelle Alpi occidentali. Boll. R. com. geol., p. 30.
- PAGLIANI G. (1954) - Studio petrografico dello gneiss di Luserna (Alpi Cozie). Ac. lombardo Sc. e Lett., 11, p. 493-514.
- PERRIN R. & ROUBAULT M. (1946) - Y a-t-il coupure ou continuité entre le dynamométamorphisme et le métamorphisme régional ? A propos d'observations près du glacier de Tré-la Tête. B. S. G. F., (5), 16, p. 541-562.
- (1947) - Sur l'âge alpin des noyaux des nappes penniques. C. R. somm., S.G.F., p. 252.
- PEYRONEL - PAGLIANI G. (1957) - La quartzite di Monte Bracco (Alpi Cozie). Rend. Soc. Min. it., p. 281-294.
- PLESSMANN W. & WUNDERLICH H.C. (1961) - Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogens. N. Jb. Geol. Paläont., p. 199-210.
- PRUVOST P. (1960-63) - Les jeux propres du socle, révélés par l'histoire de certains bassins houillers à la périphérie du domaine alpin. Livre Jub. P. Fallot, t. 2, p. 11-18.
- RAVIER J. (1957) - Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. Thèse, Mém. S.G.F., n° 86.
- RAVIER J. & LOUIS M. (1952) - Evolution de la matière organique au cours du métamorphisme de l'Albien des Pyrénées. C.R.Ac.Sc., t. 234, p. 2458-2460.
- ROCCATI A. (1913 a) - Il talco delle "Grangie Subiaschi" in Valle Pellice (Alpi Cozie) ed i minerali ad esso associati. Atti. R. Acc. Sc. Torino, vol. 48, p. 630-642.
- (1913 b) - Tremolite e talco lamellare nel calcare del vallone dei Subiaschi (Valle Pellice). Riv. Min. Crist. it., vol. 42, p. 1-13.
- ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie Sud Ouest du Massif Central français. Thèse Mém. expl. Carte géol. Fr., 24.
- ROTHER J.P. (1941) - La séismicité des Alpes occidentales. Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg, t. III, 3e partie : géophysique.
- ROUBAULT M., LEUTWEIN F. & SONET J. (1963) - Mise en évidence de quatre "âges apparents" dans les massifs granitiques et les séries cristallophylliennes des Pyrénées. C. R. Ac. Sc., t. 257, p. 3786-3790.
- ROUTHIER P. & MEUNIER A. (1962) - Le massif de Tenda (Corse), sa nature volcano-sédimentaire (rhyolitique) et non pas entièrement granitique. Bull. Serv. Carte géol. Fr., C.R. coll., p. 261-271.

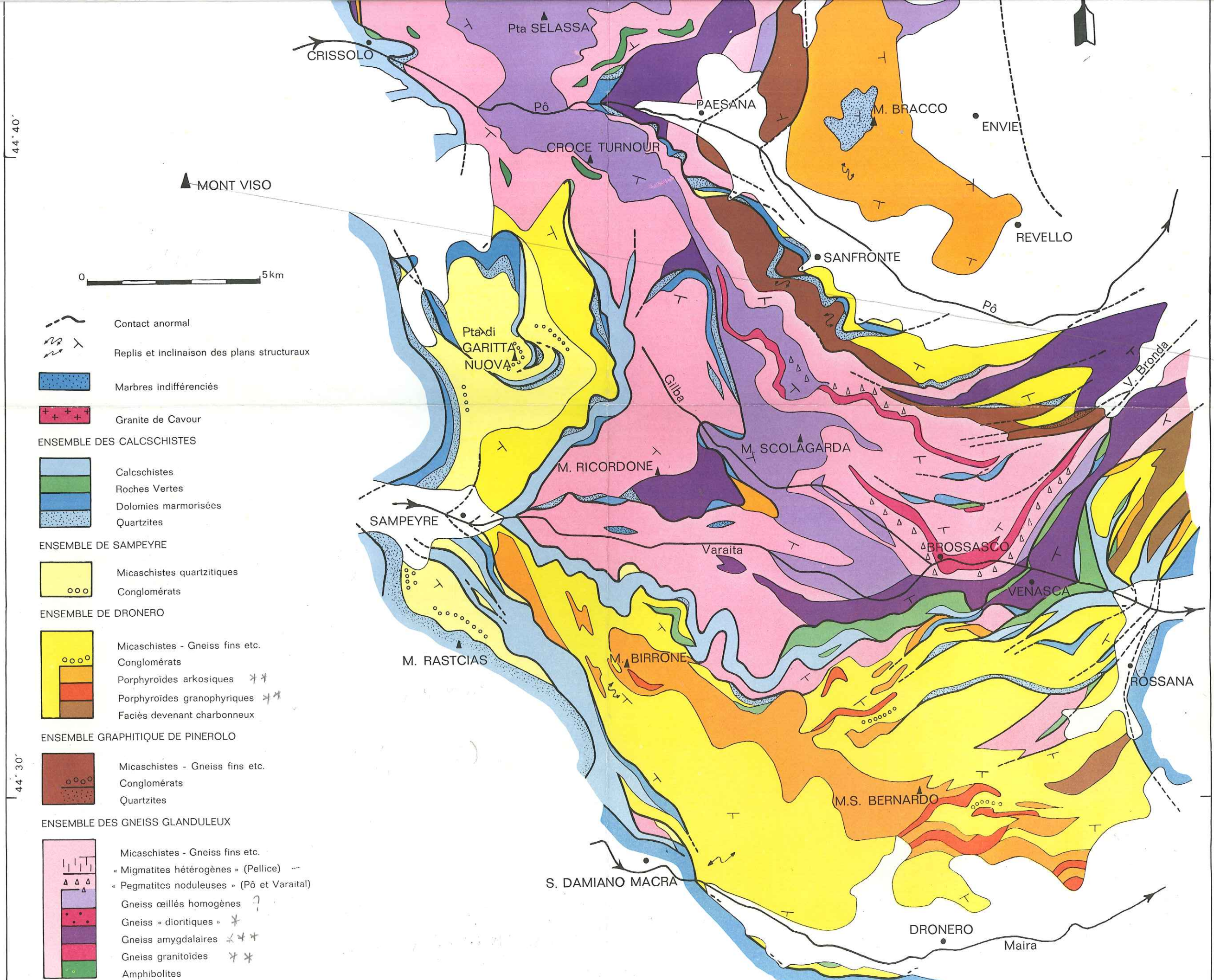
- SACCO F. (1913) - Les Alpes occidentales. Schémas géologiques. Turin. Imp. du Collège des Artigianelli.
- SAUCIER H., MILLOT G. & JOST R. (1959) - Les ignimbrites permienes de la région du Nideck (Vosges, Alsace). Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, t. 12, p. 33-48.
- SCHAER J.P. (1959) - Les porphyres quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand-Saint-Bernard, Valais, Suisse. Geol. Rundschau, vol. 48, p. 147-158.
- (1960) - Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. Thèse, Neuchâtel.
- SHROCK R.R. (1948) - Sequence in layered rocks. Mac Graw-Hill Ed.
- SISMONDA A. (1865) - Gneiss con impronta di equiseti. Mem. R. Ac. Sc. Torino, vol. XXIII, ser. 2.
- SITTER L.U. de (1956) - Structural geology. Mac Graw-Hill Ed.
- STAUB R. (1924) - Der Bau der Alpen. Mat. Carte géol. Suisse, N.F., 52, 272 p.
- (1948) - Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 28, H. 1, p. 422-442.
- STEIGER R. H. (1964) - Dating of orogenic phases in the central Alps by K-Ar ages of hornblende. Journ. Geophys. Res., vol. 69, n° 24, p. 5407-5421.
- STELLA A. (1895) - Sul rilevamento eseguito nel 1894 in Valle Varaita. Boll. R. com. geol., vol. 26, p. 283-313.
- (1896) - Sul rilevamento geologico eseguito in Valle Po (Alpi Cozie) nel 1895. Boll. R. com. geol., vol. 27, p. 268-296.
- (1899) - Calcarei fossiliferi e scisti cristallini dei Monti del Saluzzese nel cosiddetto elissoide gneissico Dora Maira. Boll. R. com. geol., n° 2, p. 1-32.
- TERMIER P. (1893) - Sur le Permien du massif de Vanoise. B.S.G.F., (3), t. XXI, p. 124-133.
- (1901 a) - Sur les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et les roches vertes des "Schistes lustrés" des Alpes occidentales. C.R.Ac.Sc., t. 133, p. 841-844.
- (1901 b) - Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. C.R.Ac. Sc., t. 133, p. 964-966.
- (1902) - Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. B.S.G.F., (4), t. II, p. 411-432.
- (1903 a) - Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. B.S.G.F., (4), t. III, p. 711-766.
- (1903 b) - Sur quelques analogies de faciès géologiques entre la zone centrale des Alpes orientales et la zone interne des Alpes occidentales. C. R. Ac. Sc., t. 137, p. 807.
- (1904) - Les schistes cristallins des Alpes occidentales. C. R. IXe Congr. géol. intern. Vienne, vol. 2, p. 571.
- (1907) - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. B. S. G. F., (4), t. VII, p. 174-189.
- (1925) - Compte rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Ripaire, de la Maira et de la Stura en compagnie de S. FRANCHI, W. KILIAN, E. RAGUIN. B. S. G. F., (4), t. 25; p. 839-855.
- (1928) - Le pays de nappes des Alpes françaises. C. R. Ac. Sc., t. 186, p. 113-117.
- (1931) - Sur la genèse des terrains cristallophylliens. In La Joie de Connaître, Imp. Desclée et Brower, Paris, p. 211
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920) - Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes occidentales. C. R. Ac. Sc., t. 171, p. 885-891 et 1348-1353.
- TEX E. den (1963) - A commentary on the correlation of metamorphism and deformation in space and time. Geol. en Mijnb., n° 5, p. 170-176.
- (1965) - Metamorphic lineages of orogenic plutonism. Geol. en Mijnb., n° 4, p. 105-132.
- TILLEY C.E. (1948) - Earlier stages in the metamorphism of siliceous dolomites. Min. Mag., t. 28, p. 272-276.
- TURNER F.J. & VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. Mac Graw-Hill Ed.
- TURNER F.J. & WEISS L.E. (1963) - Structural analysis of metamorphic tectonites. Mac Graw-Hill Ed.

- TUTTLE O.F. & BOWEN N.L. (1958 et 60) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer., 74.
- VAN DER PLAS L. (1959) - Petrology of the northern Adula region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks). Thèse, Leiden.
- VELDE B. (sous presse) - Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrences. Journ. of Petrology, soumis fin 1965 au comité de lecture.
- VIALETTE Y. & VIALON P. (1964) - Etude géochronologique de quelques micas des formations du Massif Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand, n° 25, f. 8, p. 91-99.
- VIALON P. (1960 a) - Existence de formations détritiques dans les schistes cristallins du Massif Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). C. R. Ac. Sc., t. 251, p. 1886-1888.
- (1960 b) - Sur la présence de coulées basiques sous-aquatiques dans le massif cristallin de la Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). C. R. Ac. Sc., t. 251, p. 3010-3012.
- (1961) - Présence d'une discordance à affinités saaliennes dans le Massif Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). C. R. Ac. Sc., t. 253, p. 1820-1822.
- (1962 a) - Tectonique et métamorphismes dans le Massif de Dora Maira (Alpes cottiennes). C. R. somm. S. G. F., n° 4, p. 127-128.
- (1962 b) - Orthogneiss et gneiss ocellés du Massif Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). C. R. somm. S. G. F., p. 178-179.
- (1962 c) - Sur le Permien dans le Massif Dora Maira (Alpes cottiennes). C. R. somm. S. G. F., p. 210.
- (1963 a) - Sur la genèse de certains micaschistes des Alpes cottiennes piémontaises et ses conséquences. C. R. somm. S. G. F., p. 132-133.
- (1963 b) - Note préliminaire sur la structure de la partie sud-ouest du massif cristallin Dora Maira (Alpes cottiennes). C. R. somm. S. G. F., f. 6, p. 194-195.
- VITERBO C. (1959) - La composizione chimico-petrografica di alcune rocce tipiche del Gran Paradiso. Rend. Soc. Min. it., p. 255-281.
- (1961) - Caratteri chimico-petrografici di alcune intercalazioni femiche negli schisti del cristallino antico della zona Sezia-Lanzo (Alpi piemontesi). Rend. Soc. Min. it., p. 591-598.
- WEGMANN C.E. (1935) - Zur Deutung des Migmatite. Geol. Rundschau, Bd 26, p. 305-350 (trad. Serv. Carte géol. Alger, 1957).
- WENK E. (1955) - Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 35, p. 311-319.
- (1958) - Über Diskontinuitäten in Plagioklas-seriën metamorphen Ursprungs. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 38, p. 494-498.
- (1962) - Les plagioclases en tant que minéral index dans les Alpes centrales. La paragenèse Calcite-Plagioclase. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 42, p. 139-152 (trad. B. R. G. M., n° 4422.)
- WILSON G. (1960-61) - The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. Bull. Soc. géol. Belgique, t. 84, p. 423-549.
- WINKLER H.G.F. (1965) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, Berlin. 220 p. -
- WUNDERLICH H.G. (1963 a) - Ablauf und Alterverhältnis der postvaristischen Tektonik und Metamorphose im Westalpenbogen. Geol. en Mijnb., n° 5, p. 155-169.
- (1963 b) - Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens III. Zeitliche Einstufung der Achsenprägung. N. Jb. Geol. Paläont., p. 475-489.
- ZACCAGNA D. (1888) - Sulla geologia delle Alpi occidentali. Boll. R. com. geol., n° 18, p. 346-417.
- (1902) - Alcune osservazioni sugli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi occidentali. Part. I. Roma, 105 p.

- ZANETTIN E. (1964) - Il contatto fra la serie grafitica delle Alpi Cozie e la formazione degli gneiss ghiandoni sul versante sinistro della bassa Val Chisone (Massiccio Dora Maira). Ac. Sc. Torino, vol. 98, p. 1-22.
- ZWART H.J. (1960) - Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succession. Geol. en Mijnb., n° 5, p. 163-180.
- (1962) - On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrénées). Geol. Rundschau, Bd 52, p. 38-65.
- (1963) - Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrénées. Geol. en Mijnb., n° 5, p. 143-154.







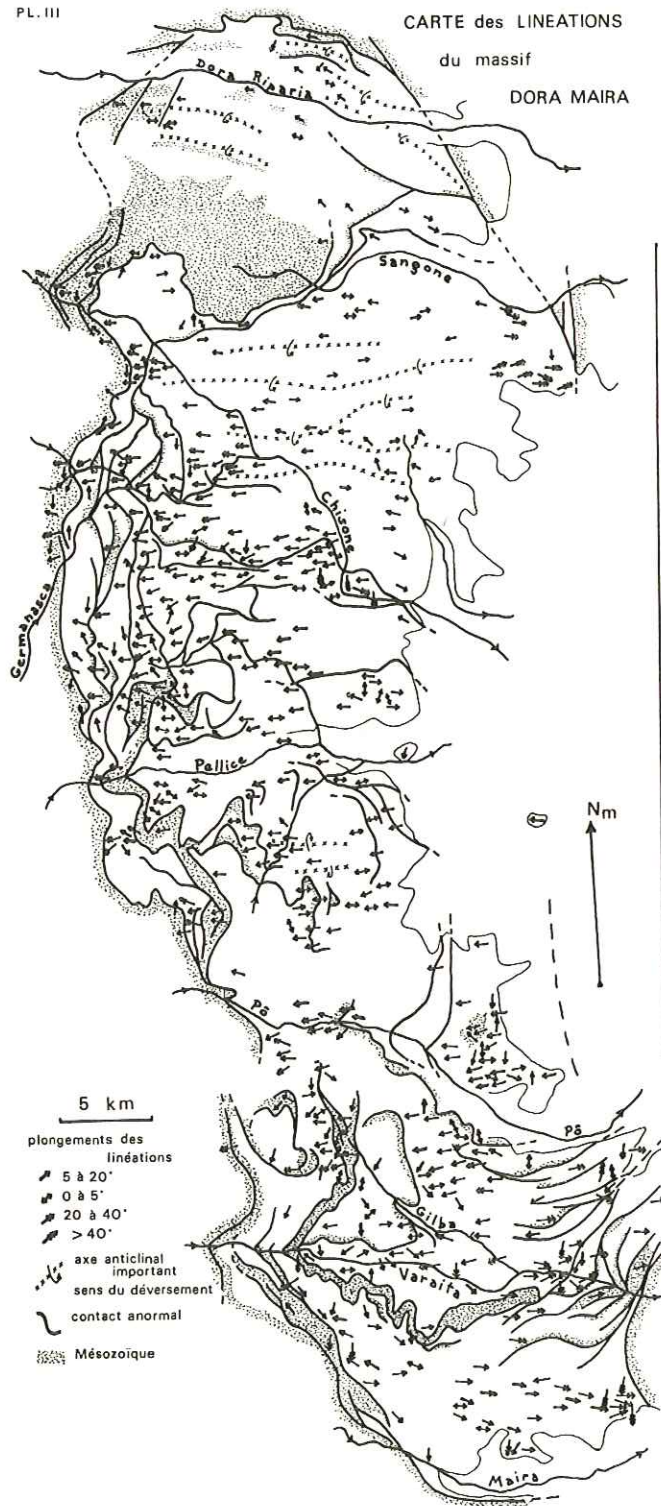
DOCUMENTS UTILISÉS : Carte géologique d'Italie au 1/100 000^{me} : SUSA - PINEROLO - DRONERO-ARGENTERA, par S. FRANCHI, V. NOVARESE et A. STELLA.

PL. III

CARTE des LINEATIONS

du massif

DORA MAIRA



PL. II

ZONEOGRAPHIE du métamorphisme alpin

